

**PETROGRAPHISCHE UND GEFÜGEKUNDLICHE
UNTERSUCHUNGEN AN DUKTILEN BEWEGUNGSZONEN
DES BAYERISCHEN WALDES**

BEDRI CETIN



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41554612_0006

PETROGRAPHISCHE UND GEFÜGEKUNDLICHE UNTERSUCHUNGEN
AN DUKTILEN BEWEGUNGSZONEN DES BAYERISCHEN WALDES

INAUGURAL DISSERTATION
ZUR
ERLANGUNG DES DOKTORGRADES
DER
FAKULTÄT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN
DER
LUDWIG - MAXIMILIANS - UNIVERSITÄT
ZU MÜNCHEN

VORGELEGT VON
BEDRI CETIN
MÜNCHEN, 1986

1. Berichterstatter: Prof. Dr. L. Masch
2. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Troll

Tag der mündlichen Prüfung: 18.6.1986

Herstellung: Hieronymus Buchreproduktions GmbH, München

i	Zusammenfassung	
ii	Vorwort	
1.	Einleitung	1
1.1.	Fragestellung	3
1.2.	Zur Nomenklatur MYLONIT / KATAKLASIT	4
1.3.	Geologische Übersicht und Altersgliederung	9
2.	Probennahme und Schliffherstellung	14
2.1	Methodik	14
3.	Verformung (Strain), Bewegungsweiten, Bewegungssinn	16
3.1.	Einleitung	16
3.2.	Verformungsgeometrie	16
3.3.	Methoden für die Bestimmung der Verformung und Bewegungsweiten	20
3.3.1.	Bestimmung der Verformung durch Messung der Scherwinkel	20
3.3.2.	Bestimmung der Verformung aus Verschiebungs- beträgen an mitdeformierten Gängen	21
3.3.3.	Bestimmung der Verformung aus den Achsenver- hältnissen deformierte Verformungsmarkierer	24
3.4.	Bewegungssinn	26
4.	Mikrostrukturen	28
4.1.	Einleitung	28
4.2.	Deformation, Erholung, Rekristallisation	28
4.2.1.	Plastische Deformation	28
4.2.1.1.	Undulöse Auslöschung	29
4.2.1.2.	Deformationslamellen	29
4.2.1.3.	Deformationsbänder	31
4.2.2.	Erholung	31
4.2.3.	Rekristallisation	38
4.2.3.1.	Korngrößen der Rekristallisationskörner, Berechnung der deviatorischen Spannung	39

5.	Gitterregelungen	41
5.1.	Einleitung	41
5.2.	Methoden der Vermessung und Auswertung der Quarz-Gitterregelungen	42
5.2.1.	Methoden der Vermessung	42
5.2.2.	Auswertung der Gefügedaten	45
5.3.	Untersuchungen an experimentell deformierten Quarziten	49
5.4.	Gitterregelungen durch Computersimulation	50
6.	Beschreibung der ausgewählten Mylonitzonen	53
6.1.	Probenauswahl	53
6.2.	Einteilung der Mylonitzonen mit statischer und dynamischer Rekristallisation	54
6.3.	Mylonite mit statischer Rekristallisation	61
6.3.1.	"Orthoblastomylonite"	61
6.3.2.	Mylonitzonen in metatekt. Gran-Cord-Sill- Gneisen	63
6.4.	Mylonite mit dynamischer Rekristallisation	66
6.4.1.	Flasergranite	66
6.4.2.	Granitmylonite	68
6.4.3.	Mylonitzonen in migmat. Bio-Plag-Gneisen	71
6.4.4.	Perlgneise südlich der Pfahlzone	74
6.4.5.	Palitmylonite	77
6.4.6.	Pfahlschiefer und Kataklastite	80
7.	Zusammenfassende Interpretation der ein- zelnen Ergebnisse	82
7.1.	Kinematik der Zonen	82
7.2.	Verformung und deviatorische Spannungen in den Mylonitzonen	85
7.3.	Zusammenfassung der Quarz-Gitterregelungen, kinemat. Interpretation der Regelungstypen	90
7.4.	Mikrostrukturelle und chemische Vergleiche der Mylonite	95

7.4.1.	Änderung der Mikrostrukturen einzelner Minerale mit zunehmender Verformung	95
7.4.2.	Vergleich des Chemismus der Andalusit- bzw. Sillimanit-Granite mit zunehmender Verformung, Phasendiagramme der Al_2SiO_5 -Modifikationen und prograde Sillimanitbildung	99
7.4.2.1.	Einleitung	99
7.4.2.2.	Phasendiagramme der Al_2SiO_5 -Modifikationen und prograde Sillimanitbildung	101
7.4.2.3.	Chemismus der untersuchten Granite	103
7.4.2.4.	Zusammenfassung der Ergebnisse für Mylonit-zonen mit granitischem Chemismus	105
7.4.3.	Vergleich des Chemismus der Paragneismylonite (migmat. Bio-Plag-Gneise) mit dem der Nebengesteine	106
<u>Anhang</u>	Tab. I-III	110
	Abb. 1-41	114
	Tafel I-XI	120
	Literaturverzeichnis	129

ZUSAMMENFASSUNG

Die hier vorgestellten Untersuchungen an ausgewählten schmalen, einaktig entstandenen Mylonitzonen des Bayerischen Waldes im Hinblick auf die Petrographie, Verformung, Verformungsart, Mikrostrukturen einzelner Minerale entlang von Querprofilen, Verformungsmechanismen, Rekristallisationsgrößen, Gefügeregelungen von Quarz und Biotit, sowie geochemische Vergleiche zielen auf eine Systematik und Genese natürlicher Bewegungszonen.

Tiefenlage

Die Phasenpetrologie der untersuchten Mylonitzonen spricht für Hochtemperatur/Niederdruck-Bedingungen, im folgenden "high grade" genannt im Sinne WINKLER's (1979) bei der Ausbildung der Mylonitzonen (mit Ausnahme der jüngsten Bewegungen der Pfahlzone). Die PT-Bedingungen während der Mylonitisierung lagen dabei bei, oder nur wenig unter dem PT-Maximum der Regionalmetamorphose (550° - 690° $\pm 50^{\circ}\text{C}$ / 2.8-4.2 $\pm 0.4\text{kbar}$, BLÜMEL, 1981; 1983).

Eine mittelgradige Metamorphose ist nicht dokumentiert. dies durfte, wie radiometrische Daten Zeigen, daran liegen, daß die Mylonitisierung nur bis zum Oberkarbon andauerte. Für das Ausklingen der Mylonitisierung im Oberkarbon sprechen insbesondere radiometrische Alter (Rb/Sr) an Perlgneisen und deformierten Gneisen. Diese liegen alle über 307 Ma (KÖHLER et al. 1980; 1983). Die "high grade" Mylonite der Pfahlzone (Palitmylonite, Pfahlschiefer) sind von jüngeren, meist diskordanten Bruchtektonik teilweise überprägt. Für die Feststellung ihres Alters gibt es bisher nur eine radiometrische Bestimmung an bruchdeformiertem Quarz des Bayerischen Pfahls mit 247 ± 21 Ma (HORN et al. 1983).

Einteilung der Mylonite

Durch nähere Untersuchungen konnte gezeigt werden, daß die unter "high grade" Bedingungen gebildeten Mylonitzonen des

Bayerischen Waldes (außer den Kataklasiten der Pfahlzone) aufgrund unterschiedlicher Mikrostrukturen 2 Gruppen zugehören:

Gruppe 1: "high grade" Mylonite mit statischer Rekristallisation, die in ihren PT-Bedingungen während der Mylonitisierung dem PT-Maximum der Regionalmetamorphose entsprechen (Orthoblastomylonite, und Mylonite aus metatektischen Gran-Cord-Sill-Gneisen der Rundinger-Zone).

Gruppe 2: "high grade" Mylonite mit dynamischer Rekristallisation, die kurz unterhalb der PT-Bedingungen der Gruppe 1 gebildet worden sind (Granitmylonite, Mylonite aus migmatischen Bio-Plag-Gneisen nördlich der Pfahlzone, bzw. Rundinger-Zone, Perlgneise südlich der Pfahlzone, Palitmylonite und Pfahlmylonite ohne Bruchdeformation).

Aus der Art ihres geologischen Auftretens läßt sich folgern, daß die Mylonite der Gruppe 2 jünger als die der Gruppe 1 sind. Radiometrische Altersbestimmungen für die Mylonite der Gruppe 1 liegen bisher nicht vor.

Verformung

Die Quantifizierung der X/Z-Verhältnisse dynamisch rekristallisierter Quarzaggregate (Gruppe 2) hat eine verlässliche Skala zum Vergleich der Mikrostrukturen und Regelungen innerhalb einer Zone und für den Vergleich der Zonen untereinander geliefert. Mikrostrukturen und Regelung von Quarz sind generell mit der Intensität der Verformung korrelierbar.

Die geringere Korngröße der Rekristallisationskörner bei Pfahlschiefern (Gruppe 2) zeigt, daß hier höhere deviatorische Spannungen bei größerer Verformungsrate geherrscht haben. Diese Interpretation beruht auf der theoretisch von TWISS (1977) festgestellten Abhängigkeit der Rekristallisationskorngrößen von der deviatorischen Spannung und damit von der Verformungsrate. Die nach MERCIER et al. (1977) und TWISS (1977) berechneten stationären deviatorischen Spannungen ($\sigma_1 - \sigma_3$ - Werte) während

der Mylonitisierung liegen für die Mylonitzonen der Gruppe 2 zwischen 24 und 51 MPa, bzw 42 und 88 MPa, je nach Berechnungsart.

Trotz der zwischen den Gruppen 1 und 2 übereinstimmenden Längen/Breitenverhältnissen (X/Z-Verhältnisse) der Quarzaggregate (15-30:1), konnten die Korngrößen, bzw. deviatorische Spannungen beider Gruppen nicht miteinander verglichen werden: statische Rekristallisation in der Gruppe 1 erzeugte übernormales Kornwachstum durch Sammelkristallisation bzw. Korngrenzwanderung.

Mikrostrukturen

Mit zunehmender Verformung verändern sich die Mikrostrukturen einzelner Minerale deutlich. Der Anteil der Rekristallisation steigt mit zunehmender Verformung. In der Gruppe 2 nehmen die mittleren Korngrößen der Rekristallisationskörner mit steigender Verformung ab (Quarz: 120--20µm). Die Korngrößen der Rekristallisationskörner in der Gruppe 1 sind deutlich größer; besonders Quarze zeigen übernormales Kornwachstum der Rekristallisationskörner durch Sammelkristallisation (0.01--5mm, s. a. oben). Die Deformation der Cordierite in beiden Gruppen ist auch unterschiedlich: in der Gruppe 1 zeigen sie, neben syntektonischer Internfältelung der Altkörner, erholte Rekristallisationskörner (50-200µm), während sie in der Gruppe 2 als rundliche bis groblinsig deformierte Altkörner nicht rekristallisiert vorkommen.

Gitterregelungen

In den beiden Mylonitgruppen haben die Quarz-Gitterregelungen im allgemeinen einen jeweils einheitlichen Regelungstyp. In der Gruppe 1 entwickelt sich der Regelungstyp mit zunehmender Verformung vom Kreuzgürtel zu Max.VIII (X-Max.), in der Gruppe 2 von Max.I/II mit YZ-Gürtel zu Max.I (Y-Max.); letzteres ist besonders in quarzreicheren Bereichen deutlich entwickelt.

Die Regelungstypen werden durch Aktivierung verschiedener intrakristalliner Gleitsysteme und deren Kombination verursacht. Eine

Voraussetzung dabei ist natürlich, daß die Translationsgleitung vorliegt. Die Hauptgleitsysteme sind für die Gruppe 1: $(10\bar{1}0)$ in $\langle c \rangle$ + $(10\bar{1}1)$ in $\langle a + c \rangle$; für die Gruppe 2: $(10\bar{1}0)$ in $\langle a \rangle$ + $(10\bar{1}1)$ in $\langle a + c \rangle$.

Eine Umstellung der Y- zur X-Richtung (X = größte Ausdehnungsachse der Quarzaggregate) durch stressorientiertes Kristallwachstum in der Gruppe 1 i. S. BOUCHEZ et al. (1984) ist ausgeschlossen. Die Einschlüsse (Zirkon, Rutil, etc.) in Quarz sind meist parallel der X-Richtung geregelt.

Kinematik

Im allgemeinen sind die Mylonite der Gruppen 1 und 2 herzynisch orientiert. Sie streichen mit den S_{myl} -Flächen ($\hat{=}$ mylonitische Foliation) NW-SE bis E-W, und fallen flach bis halbsteil nach N bis NE ein. Die jüngsten Bruchbewegungen in der Pfahl- und Donaurandbruch-Zone haben die schon früher angelegten Strukturen teilweise erneut deformiert und blockweise verstellt.

Mylonite der Gruppe 2 nördlich der Pfahlzone zeigen im allgemeinen eine Abschiebung nach NW. In der Pfahlzone sind die älteren Bewegungen mit dextralem Sinn zuweilen durch jüngste diskordante Bewegungen (Bruchtektonik) verstellt und nur noch palimpsestartig erkennbar.

Mylonite der Gruppe 1 sowie Perlgneise südlich der Pfahlzone lassen den ehemaligen Bewegungssinn im allgemeinen nicht erkennen.

Die Auffassung von BEHR et al. (1980), bzw. von FISCHER (1959), daß die Perlgneise ehemalige Tiefenmylonite darstellen, kann durch gefügekundliche Kriterien nicht bestätigt werden. Sie stellen vielmehr anatektische Bildungen dar, die ein Flasergranit-ähnliches, schwaches Deformationsgefüge aufweisen.

Prograde Sillimanitbildung

Anhand chemischer Vergleiche zwischen undeformierten Andalusit-

Graniten und sillimanitführenden Granitmyloniten, bzw. Orthoblastomyloniten ergibt sich, daß die Bildung von Sillimanit isochem bei der Mylonitisierung stattgefunden hat. Dabei hat die Sillimanit-Bildung (Andalusit $\rightarrow$ Sillimanit, Biotit $\rightarrow$ Sillimanit) wesentlich zur Entfestigung beigetragen, sie ist als Folge und Ursache der Mylonitisierung anzusehen.

V O R W O R T

Diese Arbeit entstand in den Jahren 1980-1985 am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität München.

Herrn Professor Dr. L. Masch danke ich für die Überlassung des Themas für diese Arbeit. Er stand mir bereits zu Beginn der Feldarbeit bei und gab mir auch wertvolle Hinweise und Ratschläge während der Durchführung und Fertigstellung der Arbeit. Er hatte stets Interesse am Fortgang der Arbeit und unterstützte mich in jeder Hinsicht - auch dafür möchte ich ihm sehr danken.

Herrn Professor Dr. H. G. Huckenholz, dem Vorstand des Mineralogisch-Petrographischen Institutes, danke ich für die Erlaubnis zur Benutzung der Institutseinrichtungen.

Den Herren Priv. Doz. Dr. H. Köhler, Professor Dr. G. Propach, und Professor Dr. G. Troll, und allen Institutskollegen, gilt mein Dank für Anregungen, die ich durch sie anlässlich von Diskussionen erhielt. Insbesondere danke ich Herrn Dr. P. Horn für nützliche und kritische Diskussionen.

Ebenso bedanke ich mich bei den Herren Dr. W. Bauberger, Dr. W.-D. Ott und Dr. G. Stettner vom Geologischen Landesamt Bayern, für zahlreiche Geländehinweise.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte dieser Arbeit finanziell über 48 Monate, wofür ich zu Dank verpflichtet bin.

1. Einleitung

Die Deformation kontinentaler Krustenbereiche erfolgt u.a. unter Ausbildung von Verwerfungen, die, wie dies tiefe Krustenabschnitte zeigen, ab ca. 10 Km (SIBSON, 1977) als Mylonitzonen ausgebildet sind.

In erodierten Krustenbereichen können die Mylonitzonen erheblichen Raum einnehmen (z.B. in NW-Schottland, im Moldanubikum des Bayerischen Waldes). Für Mylonite an Transversalstörungen, wie an der Insubrischen Linie (LAUBSCHER, 1970; FUMASOLI, 1974) oder Mylonite an bestimmten alpidischen Deckengrenzen (Basis der Bernina-Decke, der Glarner-Decke), sind große Bewegungsleistungen evident.

Das praepermische Moldanubikum wird im Bayerischen Wald von großen herzynisch streichenden Mylonitzonen und Bruchzonen durchschnitten (Rundinger-Zone, Pfahlzone, Donaurandbruch-Zone und Aicha-Halser-Nebenpfahl, FISCHER ab 1936, ..., s. auch Abb. 1.1). Die Rundinger-Zone und Pfahlzone sind durch konjugierte Mylonitzonen verbunden. Gesteine dazwischen sind in wechselndem Maße mylonitisiert. Es sind Millimeter bis mehrere Meter breite Mylonitzonen entstanden.

Perlgneise S der Pfahlzone, die sich größtenteils im mittleren Vorderen Bayerischen Wald mit einer Mächtigkeit von ein bis einige Km ausdehnen, sind nach FISCHER (1959) ebenfalls durch Mylonitisierung und Blastese in tieferen Stockwerken ausgebildet.

Die Gesteine der Mylonitzonen zeichnen sich durch Gefüge (Mikrostrukturen und Regelung) aus, die in der Metallkunde bei plastischer Deformation, sowie auch bei modellmäßig einfachen Gesteinen erhalten werden.

Aus Experimenten zur Hochtemperatur-Gesteinsverformung ist duktiles Verhalten z.T. mit Ausbildung von "Scherzonen" (d.h. diskreten Zonen der Entfestigung) bekannt.

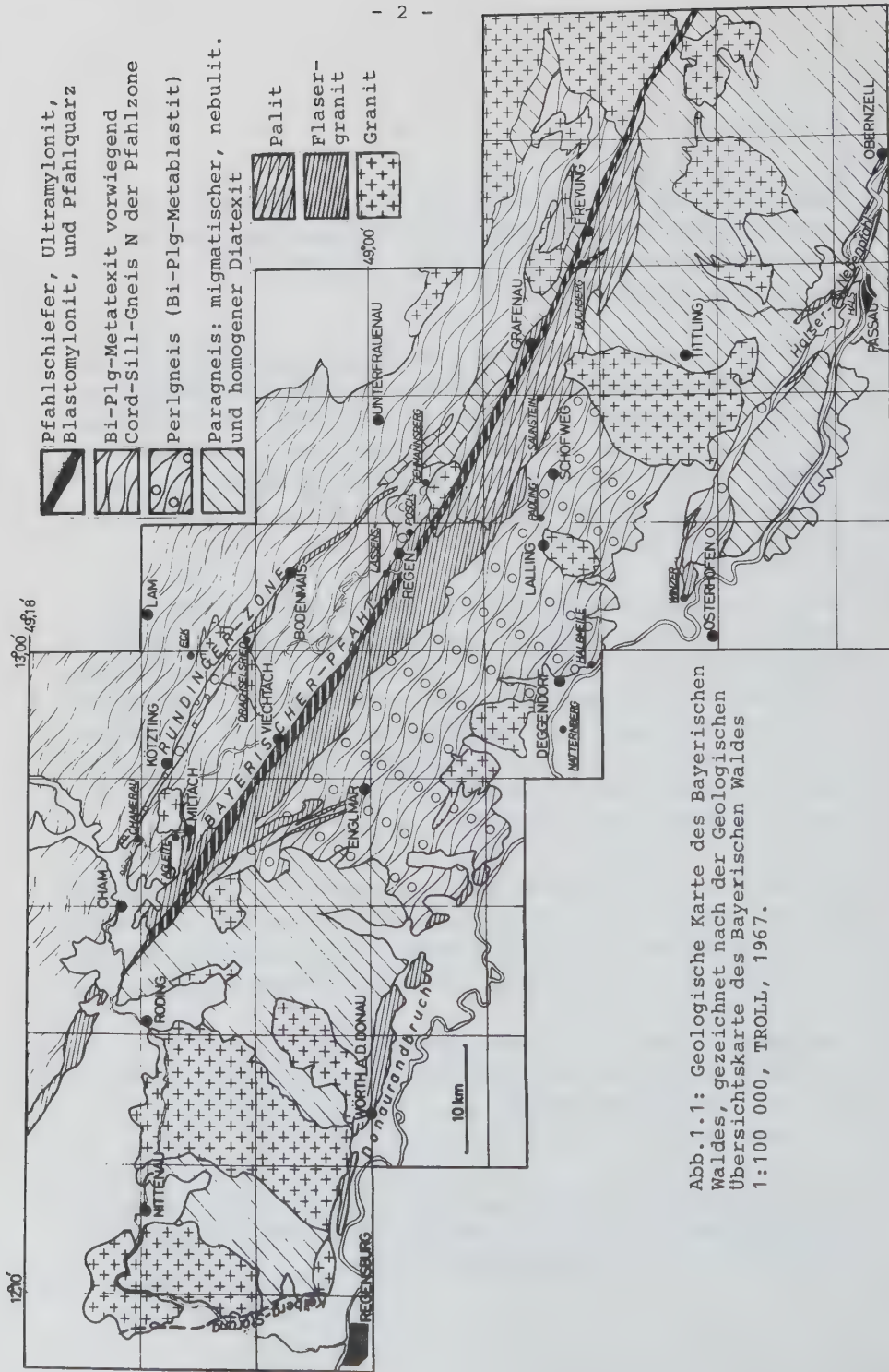


Abb.1.1: Geologische Karte des Bayerischen Waldes, gezeichnet nach der Geologischen Übersichtskarte des Bayerischen Waldes 1:100 000, TROLL, 1967.

1.1 Fragestellung

Der Reichtum des Bayerischen Waldes an deformierten Gesteinen und deren Vielfältigkeit führte zur Auswahl dieses Gebietes. Das Ziel dieser Arbeit ist es, die Deformation (Mikrostrukturen und Gefügeregelungen) an ausgewählten einaktigen Mylonitzonen zu untersuchen, und die unterschiedlichen Merkmale der Minerale in den einzelnen Mylonitzonen zu erfassen. Die Ergebnisse sollen zur Klärung der Deformationsmechanismen, der Entstehungsbedingungen und der Tiefenlage der Mylonitzonen, sowie der Bedeutung und der Entstehungsvorgänge der breiteren Bewegungszonen, verwendet werden.

Folgende Fragen habe ich mir gestellt:

- a) Welche Mikrostrukturen einzelner Minerale (Korngröße, Kornform, Korngrenzen) sind in den einzelnen Mylonitzonen festzustellen?
- b) Welche Gitterregelungen zeigen sich?
- c) Welche Unterschiede der Mikrostrukturen und Gitterregelungen gibt es bei unterschiedlichem Strain sowie bei unterschiedlichem Modalbestand und unterschiedlichen Temperatur und Druckbedingungen?
- d) Welche Deformations- und Entfestigungsmechanismen waren bei der Bildung der Bewegungszonen aktiv?
- e) Welche Aussagen über die Bewegungsweiten lassen sich für einzelne Zonen machen, und lassen sich diese in einem Profil über den Bayerischen Wald zusammenfassen?
- f) Wie sind die Perlgneise (Tiefenmylonite, FISCHER, 1959; BEHR et al. 1980) einzustufen, welche Stellung nehmen sie im Bayerischen Wald ein?

g) Schmale (max. 20m) Hochtemperatur-Mylonite (mit Sillimanit) mit granitischem Chemismus könnten ihrem räumlichen und zeitlichen Vorkommen nach, aus fein- bis mittelkörnigen Andalusit-Graniten entstanden sein, dabei könnte die Phasenumwandlung (Andalusit→Sillimanit) die Entfestigung stark beeinflußt haben. Läßt sich dies mit mikrostrukturellen und geochemischen Vergleichen bestätigen?

1.3 Zur Nomenklatur. MYLONIT/KATAKLASIT; Mylonitzone bzw. "Scherzone"; Ausbildung von Mylonitzonen.

Definitionen von Mylonit und Kataklasit sind in der Literatur unter den widersprüchlichsten Bedeutungen zu finden.

Mylonite werden hier als Gesteine definiert, die durch plastische Deformation (duktile Verformung) und dynamische Rekristallisation eine Kornverkleinerung sowie Korn- und Gitterregelung der Minerale Zeigen. Sie besitzen stark entwickelte parallele Schieferungsflächen und meist eine Lineation, die durch Auslängung der Mineralaggregate hervorgerufen wird (BELL & EDHERIDGE, 1973; HOBBS et al., 1976; SIBSON, 1977; WHITE et al., 1980).

Früher nahm man an, daß diese feinkörnigen Mylonite durch eine spröde Zermahlung der Mineralkörner (griech. Mylon = Mühle) entstanden sind (LAPWORTH, 1885; ESKOLA, 1939). Bei höheren Temperaturen mylonitisierte Gesteine hat man "Blastomylonite" genannt, und sie als granoblastisch umkristallisierte Trümmer gedeutet (ESKOLA, 1939; FISCHER, 1939).

Heute weiß man durch Experimente der Metallurgie und Petrologie (HOBBS, 1968; WEERTMAN, 1968; LUTON & SELLARS, 1969; WENK & SHORE, 1975; Avé L'ALLEMENT & CARTER, 1971; TULLIS et al., 1973; BLACIC, 1975; WHITE, 1979), daß die Mylonite das Produkt einer plastischen Deformation ohne Verlust der Kohäsion

sind, und daß Korngrößen, Kornform und die Regelung der deformierten und rekristallisierten Mineralkörner von verschiedenen Parametern abhängen (Temperatur, Druck, strain rate, fluide Phase,... vgl. Kap. 4 und Kap. 5).

Blastomylonite werden hier unter Mylonite mit statischer Rekristallisation gruppiert. Die Vorsilbe Ortho- bzw. Para- bezeichnet dabei ein magmatisches bzw. metamorphes Ausgangsmaterial.

Gesteine, die durch Bruchdeformation eine Mineralzerkleinerung (ohne Schieferung und Lineation) zeigen und verfestigt wurden, werden von einigen Autoren als Kataklasite bezeichnet (HSÜ, 1955; CHRISTIE, 1963; HIGGINS, 1971). Es gibt jedoch Übergänge zwischen Mylonit und Kataklasit, wo plastische- und Bruchdeformation nebeneinander vorkommen (z.B., neben plastisch deformierten Quarzkörnern bruchdeformierte Feldspäte). Wird der Anteil der plastischen Deformation höher, entsteht eine Schieferung (Foliation) während der Deformation.

Bruchzonen werden mit zunehmender Tiefe (Zunahme der Temperatur und Druck) und/oder abnehmender Deformationsgeschwindigkeit zu Mylonitzonen (bzw. Scherzonen). Abb. 1.2 verschafft eine Übersicht über die Nomenklatur der deformierten Gesteine - nach SIBSON (1977).

In dieser Arbeit wird der Nomenklatur von SIBSON (1977) gefolgt.

		RANDOM FABRIC	FOLIATED	
INCOHESIVE		FAULT BRECCIA (visible fragments >30% of rock mass)	?	
		FAULT GAUGE (visible fragments <30% of rock mass)	?	
COHESIVE	Glass/ devitrified glass	PSEUDOTACHYLITE	?	
	NATURE OF MATRIX Tectonic reduction in grain size dominates grain growth by recrystallisation & neomineralisation	CRUSH BRECCIA	(fragments 0.5 cm)	
		FINE CRUSH BRECCIA	(0.1cm frags. 0.5cm)	
		CRUSH MIKROBRECCIA	(fragments 0.1 cm)	
		PROTOMYONITE	10 - 10%	
	Grain growth pronounced	PROTOMYONITE	10 - 50%	
		MYLONITE	50 - 90%	
		ULTRAMYLONITE	90 - 100%	
		BLASTOMYLONITE	100 - 100%	

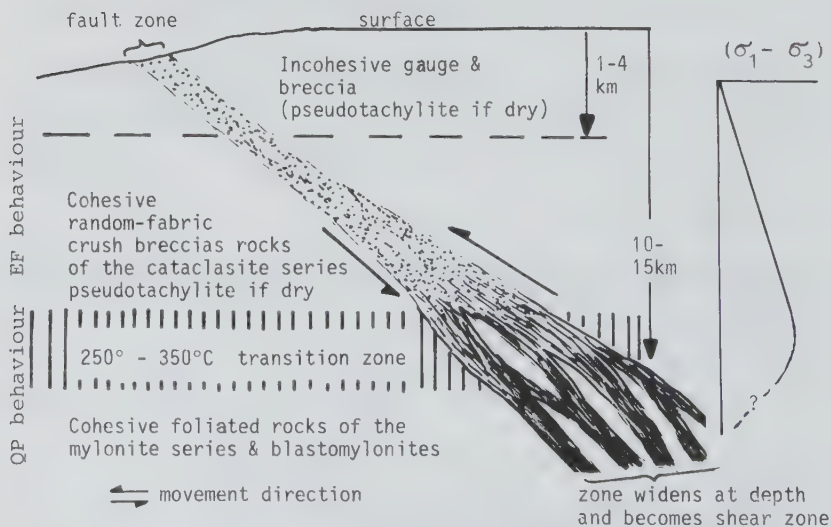


Abb. 1.2: Gefügemäßige Klassifizierung der deformierten Gesteine (oben), sowie ein theoretisches Modell von einer Hauptverwerfungszone (unten; gezeichnet nach SIBSON, 1977).

EF= elasto- frictional (Bruchdeformation)

QP= quasi- plastic (plastische Deformation)

Es ist darauf hinzuweisen, daß es immer noch einige Autoren gibt, die "Mylonit" für bruchdeformierte Gesteine benutzen. Kataklasit wird in der Literatur auch für plastisch verformte Gesteine ohne Schieferung verwendet. In dieser Arbeit wird dieser Ausdruck nur für eindeutig bruchdeformierte Gesteine benutzt.

Ausbildung von Mylonitzonen bzw. Scherzonen:

Mylonite werden zu Mylonitzonen bzw. Scherzonen, wenn die Verformung auf eine plattenförmige Zone konzentriert ist. Man unterscheidet hauptsächlich zwei Typen von Scherzonen (RAMSAY, 1980).

- a) heterogene Scherzone (Abb, 3.3): Wenn die Verformung von der Scherzonengrenze zum Zentrum zunimmt. Der Scherwinkel θ zwischen Scherzonengrenze und größter Ausdehnungsachse des Strainellipsoids (X) nimmt zum Zentrum kontinuierlich ab (Abb. 3.3).
- b) quasihomogene Scherzone: Hier ist der Scherwinkel θ bis auf einem schmalen Randbereich praktisch gleich (Kap. 3.2).

Mylonitzonen können durch Stress-Konzentrationen z.B. an Inhomogenitäten lokalisiert werden.

Die weitere Ausbildung der Zonen ist als Entfestigungsvorgang beschreibbar, durch den bei gleicher Spannung die Verformungsrate vergrößert, bzw. bei gleicher Verformungsrate die Spannung reduziert wird.

WHITE et al. (1980) haben sieben Vorgänge zur Entfestigung diskutiert:

- Änderung der Deformationsmechanismen;
- geometrische Entfestigung;
- kontinuierliche Rekristallisation;
- Reaktionsentfestigung (transformative Superplastizität);
- chemische Entfestigung (hydrolytic weakening);
- Porenflüssigkeitseffekte;
- Reibungswärme.

In Experimenten mit Kalksteinen wurde beobachtet, daß Superplastizität auftreten kann, wenn die Korngröße durch Sub- und Neukornbildung auf ca. $10\ \mu\text{m}$ herabgesetzt ist und intrakristalline Gleitung durch Korngrenzgleitung abgelöst wird (SCHMID et al., 1977).

In der metallurgischen Forschung sind kontinuierliche Rekristallisation und geometrische Entfestigung als wichtigste Vorgänge zur Konzentration der Verformung erarbeitet worden. Beim ersten Vorgang werden ständig spannungsfreie, verformbare Neukörner produziert, beim zweiten werden die Gleitebenen vorhandener Körner in die Richtung der größten Scherspannungen gedreht, so das immer größere intrakristalline Gleitbeträge aufgenommen werden können.

Reaktionsentfestigung (transformative Superplastizität): Durch eine metamorphe Reaktion werden neue verformungsfreie (bzw. leicht deformierbare) Körner erzeugt (z.B. Quarz und Muskovit aus Kalifeldspat, Sillimanit aus Andalusit).

Experimentelle Erfahrungen legen nahe, daß Aufnahme von H_2O im Kristallgitter selbst im ppm-Bereich die Festigkeit von Quarz sehr drastisch reduziert (chemische Entfestigung bzw. hydrolytic weakening, GRIGGS & BLACIC, 1965; GRIGGS, 1967; TULLIS & YUND, 1980; TULLIS et al., 1979).

Arbeiten an Gesteinen haben die geometrische Entfestigung und die kontinuierliche Rekristallisation als wichtigste Entfestigungsvorgänge herausgeschält (WHITE et al. 1980).

1.3 Geologische Übersicht und Altersgliederung

Der Bayerische Wald gehört als südwestlichster Teil der Böhmisches Masse zusammen mit Schwarzwald, Vogesen und französischem Zentralmassiv zur Moldanubischen Zone, die von KOSSMAT (1927) als hochmetamorphe Zone von dem niedriger metamorphen Saxothuringikum im Norden getrennt wird.

Das Moldanubikum zeichnet sich vor allem durch assyntisch-kaledonische Orogenese mit starkem Plutonismus und intensiver Metamorphose und Reaktivierung dieser Vorgänge in varistischer Zeit aus.

Die geographische Begrenzung des Bayerischen Waldes erfolgt entlang geologischer Störungen und Linien: im Süden wird er durch den Donaurandbruch, im Westen durch die Fränkische Linie und Keilberg-Störung, im Norden gegen das Saxothuringikum durch die Luhe Linie (VOLL, 1960) begrenzt. Im Osten taucht der durch die Landesgrenze gegen die Tschechoslowakei und Österreich abgegrenzte bayerische Teil des Moldanubikum unter das Moravikum.

Durch eine NW-SE laufende 150 km lange Störungszone "Pfahlzone" wird der Bayerische Wald in zwei große Bereiche unterteilt.

Der Hintere Bayerische Wald -nördlich der Pfahlzone - besteht meist aus flach NE einfallenden Metapeliten, die nach SSW einen zunehmenden Metamorphosegrad zeigen (BLÜMEL, 1970, 1972, 1978) dabei werden sie bei NW-SE streichenden Faltenachsen mit den progressiven metamorphen Serien vom Abukuma-Typ (BLÜMEL, 1972, 1976; BLÜMEL & SCHREYER, 1976, 1977) korreliert.

Cordiertgneise haben zahlreiche linsige Kalksilikateinschlüsse, sie werden nach SW bis zur Pfahlzone zunehmend vom Granitgängen durchsetzt.

Ca. 8 Km nördlich der Pfahlzone streicht parallel zur Pfahlzone die Rundinger-Zone, in dem die hochtemperierten Kf-Cord-Sill-Gneise sowie saurere Granitgänge zu Blastomyloniten deformiert sind (FISCHER, 1939; BEHR et al. 1980; BEER, 1981; ULLRICH, 1983).

Durch Kleingefügeanalysen konnte BLÜMEL (1972, 1976, 1977) drei Stadien der metamorphen Entwicklung unterscheiden:

M1: 1. Faltung der präkambrischen Sedimentlagen, der keine syntektonischen Porphyroblasten zugeordnet werden können.

M2: 2. Faltung, begleitet von aufsteigender Andalusit-Sillimanit-Metamorphose mit Granat und Sillimanit (Fibrolith) als syntektonischen Bildungen.

M3: Deformation und Rekristallisation der Anatexite zu Blastomylonitgneisen (Rundinger-Zone, s. oben) innerhalb des "high-grade" Bereichs.

Nach U-Pb-Isotopen-Analysen an Zirkonen haben GRAUERT et al. (1973) gezeigt, daß die Metasedimente der Böhmisches Masse aus einem oder mehreren, ca. 2000-2300 Ma alten Liefergebieten stammen.

Biotite aus Gneisen im Hinteren Bayerischen Wald ergaben varistische Abkühlungsalter: DAVIS & SCHREYER (1962) lieferten durch Rb/Sr-Isotopen-Untersuchungen von Biotiten aus Granat-Cordierit-Gneisen von Bodenmais die ersten geochronologischen Daten (Modellalter 328 Ma); GRAUERT et al. (1973) ermittelten für Biotite aus Biotit-Cordierit-Sillimanit-Gneis-Metatexiten vom Steinbruch Eck ein Abkühlungsalter von 308 ± 10 Ma (Rb/Sr). Auch Kleinbereichsmessungen (Melanosom/Leukosom) aus Biotit-

Cordierit-Sillimanit-Gneis Metatexiten vom Steinbruch Eck ergaben ein Rb/Sr-Alter von 313 ± 15 Ma (GRAUERT et al. 1971).

Köhler (freudl. pers. Mitt., 1985) ermittelte aus Kleinbereichsmessungen über eine schmale Mylonitzone migmatischer Gneise bei Flammried N der Pfahlzone (zwischen Pfahlzone und Rundinger-Zone) varistische Alter (277 ± 26 Ma, Rb/Sr). Die schmale Mylonitzone (ca. 10 cm) mit dynamischer Rekristallisation zeigt keinen meßbaren Altersunterschied zum Muttergestein.

Südlich der Pfahlzone liegt der Vordere Bayerische Wald, er wird in drei Bereiche gegliedert.

Der Regensburger Wald bildet den westlichsten Teil des Vorderen Bayerischen Waldes. Nach FISCHER (1959) ist der Regensburger Wald eine schmale Leistenscholle, die zwischen Pfahlzone und Donaurandbruch-Zone antithetisch rotiert wurde. Die Donaurandbruch-Zone ist eine der Pfahlzone parallele Bewegungszone, die sowohl durch vertikale als auch durch horizontale Bewegungen des Kristallins, den Vorderen Bayerischen Waldes vom Mesozoikum, Tertiär und Quartär im Süden trennt (FISCHER, 1939; SCHREYER, 1961).

Der Regensburger Wald unterscheidet sich vor allem durch stärkere Anatexis (Migmatisation) vom übrigen Bayerischen Wald. Die Cordieritgneise sind hier nur reliktmäßig vorhanden, während sie in anderen Teilen des Bayerischen Waldes weit verbreitet sind (FISCHER, 1959, 1968; TROLL & BAUBERGER, 1968). Anstelle der Cordieritgneise treten hier hauptsächlich drei Gesteinstypen (ANDRITZKY, 1962; TROLL & BAUBERGER, 1968; KRAUS, 1962; EL GABY, 1973) auf: 1. Homogene Anatexite (Paragneisanatexite) mit Einschlüssen von gefalteten Gneisen, quarzitischen Gneisen, Amphiboliten und Kalksilikatfelsen. 2. Körnelgneise (alkalisierte Anatexite) mit Alkalifeldspat-Porphyroblasten. 3. Kristallgranit I, ein grobkörniger, granodioritischer Porphyrogranit.

Nach geologischen und geochemischen Vergleichen ist die Bildung der Körnelgneise und des Kristallgranits I durch "in situ" Umwandlung der älteren Anatexite wahrscheinlich (PROPACH, 1977). Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter der Anatexite ergaben kaledonische Alter (GEBAUER & GRÜNFELDER, 1973: 462 und 452 Ma; KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS, 1980: 440 Ma). Für den porphyrischen Kristallgranit I ergaben sich varistische Intrusionsalter (KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS, 1976: 337 ± 11 Ma). Eine teilweise bis vollständige Sr-Isotopenhomogenisierung im Gesamtgesteinsbereich der sogenannten "Körnelgneise" fand bei der metasomatischen Umprägung dieser Gesteine während der Intrusion des Kristallgranit I (ca. 320 Ma: KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS, 1976) statt.

Der mittlere Vordere Bayerische Wald erstreckt sich von der Stallwanger Furche im NW bis zum Tittlinger Granitmassiv im SE.

Der wichtigste Gesteinstyp sind hier die sogenannten "Perlgneise" (GÜMBEL, 1868), die sich durch perlige Plagioklas-Blasten auszeichnen. Die Homogenität der Perlgneise erfolgte nach Ansicht von FISCHER (1939, 1959) durch Deformation und Rekristallisation in "tieferen Stockwerken".

Linsenförmig eingelagerte Granat-Cordierit-Sillimanit Gneise (mehrere 100 m breit) gehen randlich in die Perlgneise über. Dabei wird die ältere Faltenachse mit NNE-Streichen um die jüngere herzynisch streichende Achsenschar gewickelt (FISCHER 1959; SCHREYER, 1957, 1967). KÖHLER et al. (1983) erhielten für Perlgneise des Vorderen Bayerischen Waldes varistische Rb/Sr-Abkühlungsalter (307 ± 8 Ma).

Unmittelbar S vom Bayerischen Pfahl (max. 6 Km) zeigen die Gesteine unterschiedlich starke Alkalisierung und in Richtung Pfahl zunehmende Deformation. Sie teilen sich hauptsächlich in zwei Gruppen: Richtung NW von der Blattgrenze "Regen/Unterfrauenau" sind die Flasergranite verbreitet; Richtung SE von der Blattgrenze sind metablastische, diatektische und palinogene Mischgesteine von granitisch-granodioritischem bzw. syenitischem Material mit kalifeldspatreichen Mobilisaten bzw. Kalifeldspat-Megablasten verbreitet (TROLL, 1967; STEINER,

1968, 1969; CHRISTINAS, 1982). Dieser Gesteinstyp mit solchen mannigfaltigen Ausbildungen wurde schon früher erkannt (FRENZEL, 1911) und unter dem Namen "PALIT" zusammengefaßt. CHRISTINAS et al. (1981) erhielten für Palite des Vorderen Bayerischen Waldes kaledonische Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter (474 ± 18 Ma).

Die Quarzmineralisation des Bayerischen Pfahls erfolgte hydrothermal entlang einer Tiefenstörung. HOFMANN (1962) stellte aufgrund seiner Kartierung fest, daß der Pfahl selbst kein durchgehendes Quarzreef, sondern ein Fiederspaltensystem z.T. auch ein Scherspaltensystem ist. GROMES (1980) konnte, anhand mikrothermometrischer Untersuchungen an Pfahlquarzen, eine polyzyklische Mineralisierung feststellen. Der Quarztransport und die Quarzabscheidung wird am besten durch das Modell "tectonic pumping" von SIBSON et al. (1975) erklärt (vgl. BEHR et al., 1980).

HORN et al. (1983) ermittelten an Quarzen des Bayerischen Pfahles ein spätvaristisches Rb/Sr-Alter (247 ± 21 Ma).

Weiter SE erstreckt sich im Anschluß an den mittleren Vorderen Bayerischen Wald der Passauer Wald. Dieser Teil wird von magmatischen Gneisen (Diatexiten, Metatexiten) beherrscht. Sie streichen wie im mittleren Teil NW-SE, und sind diskordant von Granitmassiven durchsetzt. Im SE schließen sie stellenweise Teile der Bunten Serie ein (VEJNAR, 1971; v. GUTTENBERG, 1974). Letztere setzt sich im wesentlichen aus Metapeliten, Marmoren, Kalksilikatlagen, Amphiboliten und Graphitgneisen zusammen.

Südlich des Passauer Waldes streicht die ca. 27 km breite Bewegungszone "Aicha-Halser Nebenpfahl" als Fortsetzung des Donaurandbruchs von Regensburg-Deggendorf über Passau-Obernzell; sie läßt sich bis zum Linzer Becken verfolgen. Diese Bewegungszone (mit Zentrum im Flußbett der Donau) enthält blastomylonitisch verformte Para- und Orthogneise (FISCHER 1966; v. GUTTENBERG, 1969; BERNER, 1971). Sie trennt die südlichste Ecke des Kristallinmassives im Passauer Gebiet (Neuburger Wald) vom Norden ab. Die Mylonitisierung der Gesteine in dieser Zone erfolgte "warm" (FISCHER, 1966) - ("high grade" Mylonite mit dynamischer Rekristallisation - wobei man die jüngsten Bewegungsphasen (Bruchdeformation) von älteren trennen muß.

2. Probennahme und Schliffherstellung

Bei der Beprobung der Mylonitzonen war es wichtig, zuerst die geologischen Orientierungsdaten festzustellen, dabei wurde Streichen und Fallen der Schieferungsflächen (S_{myl}), Richtung der Lineation "X" (größte Ausdehnungsachse der Kornaggregate; im Untersuchungsgebiet wurde es hauptsächlich an ausgelängten Quarzkornaggregaten festgestellt), sowie die Schieferungsfläche und Lineation des Nebengesteins (soweit vorhanden) gemessen. Die Lineation der Mylonitzonen ist nicht immer im Aufschluß zu erkennen. In solchen Fällen wurde sie durch unterschiedlich orientierte Gesteinsdünnschliffe festgestellt. Aus dem Probenmaterial wurden stets orientierte Dünnschliffe in den drei Hauptrichtungen parallel zu Flächen XZ, YZ, XY des Strainellipsoids hergestellt (Abb. 2.1).

Die Mylonitzonen unter 60 cm Breite wurden lückenlos beprobt, bei breiteren Zonen wurden makroskopisch gleiche Mylonitisierungsbereiche übersprungen. Diese Probenahme wurde gewählt, um das Verformungsprofil über eine Mylonitzone zu gewinnen.

2.1. Methodik

Der Schwerpunkt der Arbeit lag in der Systematik der Mikrostrukturen an Probenserien längs Profilen durch Mylonitzonen. Durch mikroskopische Untersuchungen wurden Paragenesen und Mikrostrukturen (Korngrößen, Kornform der Sub- und Rekristallisationskörner, Korngrenzen der Alt- bzw. Neukörner, Korngrenzenbeziehungen zu Fremdkörnern) der Mylonitzonen und deren Ausgangsgesteine festgestellt (Kap. 4, 6 und 7). Der Verformungsgrad wurde anhand vorhandener Verformungsmarkierer (Rekristallisationsaggregate) mikroskopisch ermittelt (Kap. 3, 6 und 7). Quarzgitterregelungen wurden an einem speziell gebauten U-Tisch (FISCHBACH, 1970) gemessen. Darstellungen gemessener Gefügedaten erfolgte mit Hilfe eines Rechenprogramms "GELI" (KRÜCKEBERG, 1968), die Verteilungsmuster wurden vektorstatistisch mit einem Fortran-Programm "CLODAT 2" (WALLBRECHER, 1978, 1979; ADAM & WALLBRECHER, 1980) bearbeitet (Kap. 5, 6 u. 7.3).

Gesamtchemische Analysen zur Feststellung der Beziehung zwischen Mylonitzone und Ausgangsgesteinen wurden für diese Untersuchung angefertigt (Kap. 7.4).

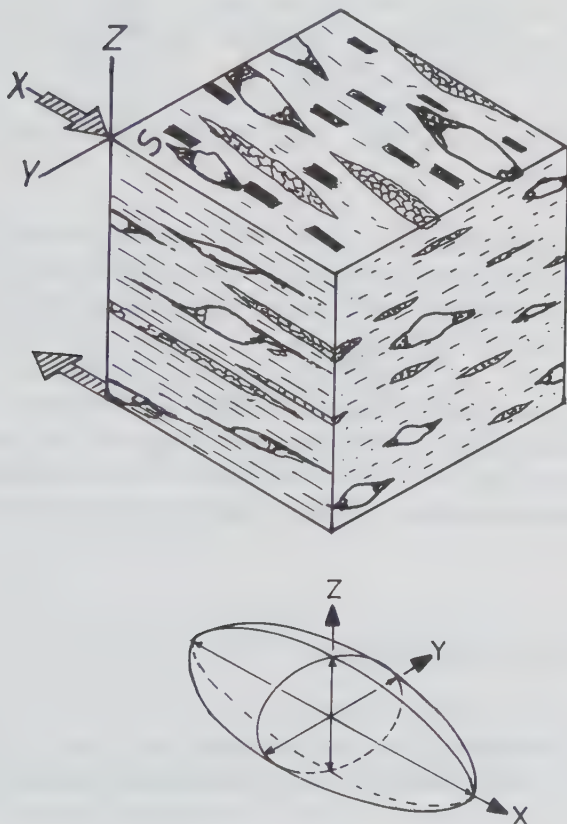


Abb.2.1: Darstellung der Richtungselemente in einem zu Mylonit deformierten Gestein mit ausgebildeter Schieferungsfläche (S_{myl}) und in Bewegungsrichtung ausgedehnten Mineralaggregaten. Das Strainellipsoid (unten) zeigt die Lage der Hauptachsen (vgl. Abb.3.1, Kap.3.2).

X = "Lineation" größte Ausdehnungsachse

Y = mittlere Achse

Z = Einengungsachse

 Bewegungssinn

3. Verformung (Strain), Bewegungsweiten, Bewegungssinn

3.1 Einleitung

Die dauernde plastische Verformung (finite strain) kann in der Natur durch unterschiedliche Verformungsgeometrien erzeugt werden (Kap. 3.2).

Der Grad der Verformung kann durch verschiedene Meßmethoden ermittelt werden (Kap. 3.3).

Unter bestimmten Voraussetzungen (wenn die Verformung durch eine einfache Scherung erfolgt ist) kann aus der Verformung der Verschiebungsbetrag zu beiden Seiten einer Scherzone ermittelt werden (Kap. 3.3).

Der Bewegungssinn wurde im Gelände, sowie mikroskopisch aus Schliffen orientierter Handstückproben ermittelt (s. Kap. 1.5). Aus dem Bewegungssinn wurden geotektonische Bewegungsrichtungen der Bewegungszonen abgeleitet und Hauptrichtungen verglichen (Kap. 3.4, 6 und 7.1).

3.2 Verformungsgeometrie:

Homogene Verformung kommt durch einfache oder reine Scherung (simple-, pure-shear) zustande. Die Abb. 3.1 gibt vier unterschiedliche Formen der homogenen Deformation und die Achsenverhältnisse der entsprechenden Verformungsellipsoide.

Die Verformungen in der Natur bilden sich durch einfache heterogene Scherungen (heterogenous simple shear, RAMSAY, 1980; Abb. 3.1 - 3.4). Aus den Achsenverhältnissen (X/Y und Y/Z), aufgetragen im Flinn-Diagramm (FLINN, 1962), kann die Verformungsart bestimmt werden. Die hier untersuchten Scherzonen des Bayerischen Waldes sind also durch heterogene einfache Scherung mit einer Plättungskomponente (reine Scherung) im duktilen

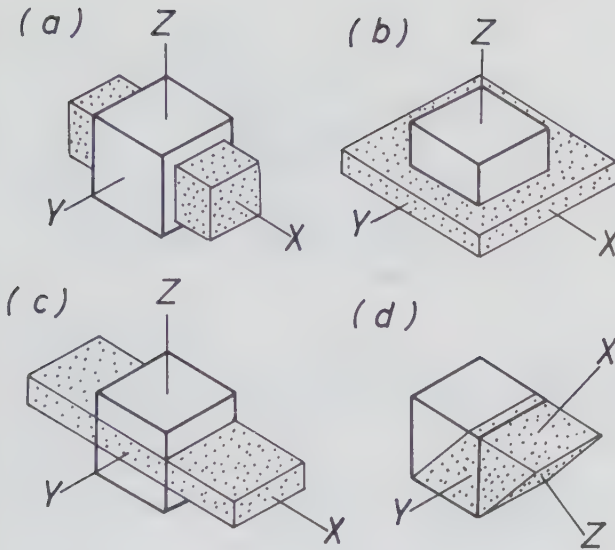


Abb. 3.1: Einfache Typen der homogenen Deformation
(nach HOBBS et al., 1976)

- a) Einfache Auslängung in einer Richtung
gestrecktes Verformungsellipsoid
mit $X > Y = Z$
- b) Axiale Verkürzung "Plättung" (reine Scherung)
geplättetes Verformungsellipsoid
mit $X = Y > Z$
- c) Ebene Verformung (plane strain), mittlere Achse
des Verformungsellipsoid bleibt gleich
 $X > Y = 1 > Z$
- d) Einfache Scherung (simple shear) erfolgt durch
Kippung um einen Winkel, Lage der Achsen des
Verformungsellipsoids sind Verdreht (vgl., Abb. 3.2)
 $X > Y = 1 > Z$

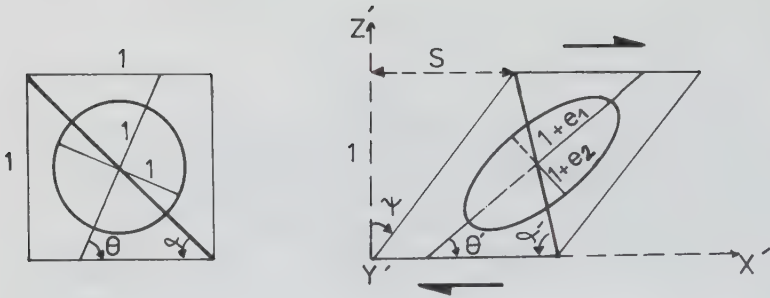


Abb. 3.2: Durch einfache, homogene Scherung (simple shear) wird der Kreis zu einer Ellipse verformt. Die Achsen des Verformungsellipsoids sind verdreht (RAMSAY & GRAHAM, 1970).

$X = 1 + e_1$ (größte Achse)

$Y = 1$ (mittlere Achse)

$Z = 1 + e_2$ (kleinste Achse)

θ ist der Winkel zwischen X-Achse und Scherzonengrenze(X')

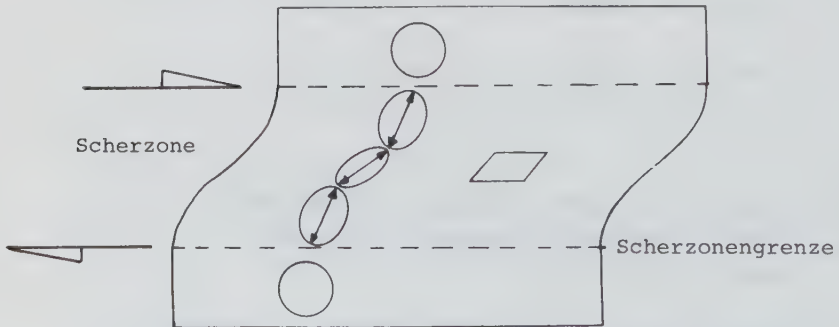


Abb. 3.3: Heterogene, einfache Deformation über eine Scherzone kann in kleinen Bereichen als homogen angesehen werden. Die Verformung wird durch Addition kleiner Bereiche berechnet (vgl. Abb. 3.4)

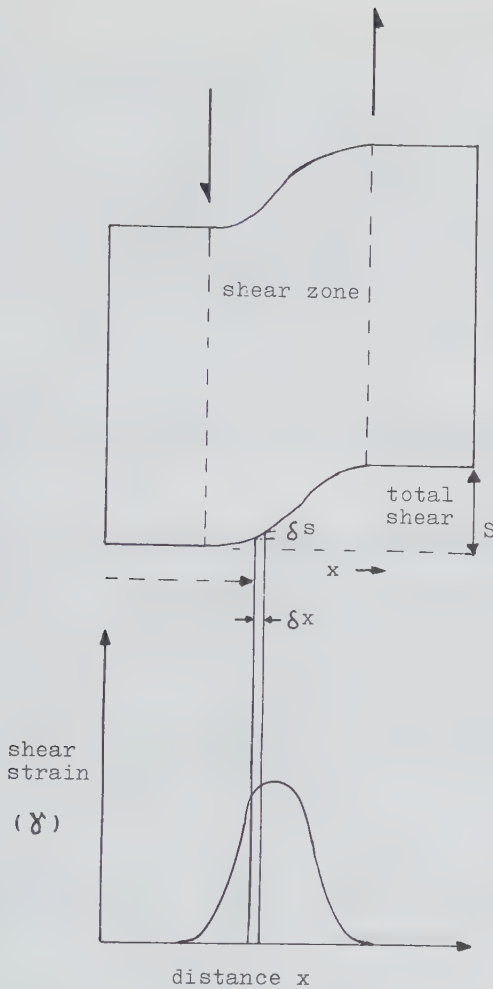


Abb. 3.4: Änderung der Scher-Verformung (γ) in einer heterogenen Scherzone. Der gesamte Verschiebungsbetrag S wird durch Summierung von kleinen δs Einheiten berechnet (RAMSAY & GRAHAM, 1970).

Bereich entstanden (Abb. 7.3, vgl. Kap. 3.3.3).

Die Abb. 7.3 stellt die Mittelwerte der Achsenverhältnisse der Quarzaggregate, aus den untersuchten Mylonitzonen des Bayerischen Waldes, eingetragen in Flinn-Diagramm dar. Die heterogene Scherzone kann in kleinen Bereich als homogen angesehen werden (Abb. 3.3), sodaß die Verformung über eine heterogene Scherzone durch Addition der kleinen homogenen Bereichen berechnet werden kann (Abb. 3.4). Das Maß der Verformung kann durch einige Methoden ermittelt werden (s. Kap. 3.3).

3.3 Methoden für die Bestimmung der Verformung und Bewegungsweiten

3.3.1 Bestimmung der Verformung durch Messung der Scherwinkel

Verformungsmarkierer wie Xenolithe sind verformt und verstellt in Abhängigkeit von der Scherverformung. Sie drehen sich mit ihrer größten Ausdehnungsachse ($1 + e_1$, s. Abb. 3.2) in die Richtung der Scherzonengrenze. Mit zunehmender Scherverformung nimmt der Winkel θ zwischen Scherzonengrenze und der Achsenrichtung ($1 + e_1$) ab (RAMSAY, 1967; RAMSAY & GRAHAM, 1970). Der Winkel θ kann als Maß für die Scherverformung benützt werden.

Die Scherverformung (γ) kann aus den Winkeln θ quer durch die Scherzone aus folgender Beziehung berechnet werden (RAMSAY & GRAHAM, 1970):

$$\operatorname{tg} 2\theta = 2/\gamma$$

Dabei ergeben sich für verschiedene θ folgende Scherverformungswerte (γ):

$\theta :$	10°	8°	5°	4°	2°	1°
$\gamma :$	5.49	6.97	11.34	14.23	28.60	57.27

Bei größter Verformung ist θ unbestimmt, da die größte Strainachse ($1 + e_1$) sich parallel zur Scherzonengrenze stellt. Man bemerke, daß die Schieferung in diesem Fall mit der XY-Ebene des Strain-Ellipsoids identisch (parallel) ist.

Wenn die Scherzone über die ganze Breite homogen deformiert ist, kann der Verschiebungsbetrag (S = Bewegungsweite) wie folgt näherungsweise berechnet werden:

$$S = x \cdot \theta \quad x = \text{Breite der Zone}$$

Für die ca. 4 cm breite Mylonitzone mit einfacher Scherung bei Poschetsried (Kap. 6.2.3) ist ein θ -Winkel von ca. 4° gemessen worden. Dieser ergibt einen Verschiebungsbetrag von ca. 57 cm für diese Zone.

Diese Methode wird bei sehr kleinen Winkelwerten ungenau. Die Mylonitzonen des Bayerischen Waldes haben eine Plättungskomponente, die zusätzlich die Verformungsmarkierer (Achsenrichtung!) parallel zur Scherzonengrenze verstellt.

3.3.2 Bestimmung der Verformung aus Verschiebungsbeträgen an mitdeformierten Gängen

Diese Messung ist nur dann möglich, wenn die deformierten Gesteine diskordante Gänge (wie Quarz-, Aplitgänge, ...) aufweisen, und diese bei der Scherbewegung mitdeformiert werden (Abb. 3.5).

Je nach Lage der Gänge zur Scherrichtung, werden sie bei der Verformung auseinandergezogen oder eingeengt, und zwar:

Wenn sie gleiche Dehnbarkeit wie das Nebengestein haben, werden sie dicker oder dünner, bei unterschiedlicher Werten werden sie gefaltet oder boudiniert (Abb. 3.5 RAMSAY, 1980).

Die Abb. 3.6 zeigt einen konkordanten Quarzgang in einer früher entstandene Scherzone. Durch eine jüngere Scherung, diskordant zur ersten, wird der Quarzgang versetzt. Der Verschiebungsbe-

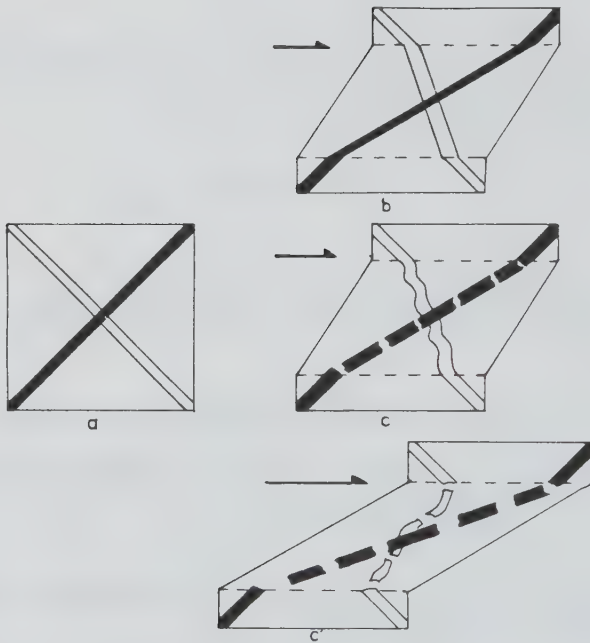


Abb. 3.5: Verformung der Gänge (wie Quarz, Aplit, usw..) in einer Scherzone (nach RAMSAY, 1980). Die Gänge werden dicker oder dünner, wenn sie gleiche Dehnbarkeit wie die Matrix haben (b), bei ungleicher Dehnbarkeit werden sie gefältet oder boudiniert (c), bei weiter fortschreitender Scherung wird der gefälteter Gang durch Bruch getrennt "boudiniert" (c').

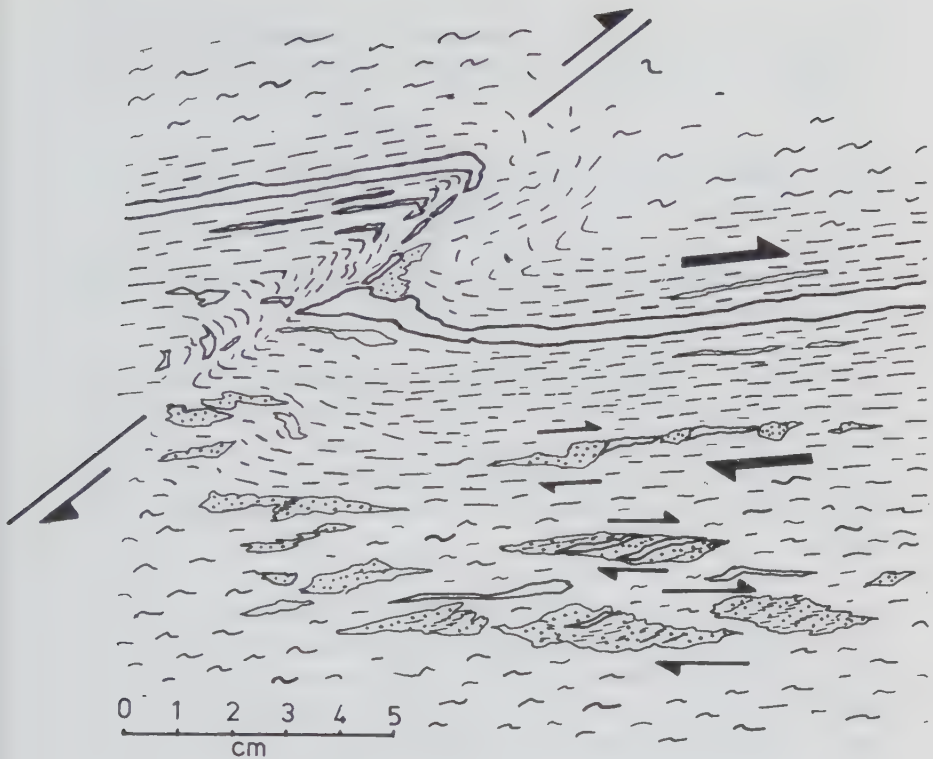


Abb. 3.6: Durch Verformungsmarkierer wie Quarzgänge (dick umrandet) können die Verschiebungsbeträge durch Scherbewegungen gemessen werden. Das Bild zeigt einen Quarzgang in einer Scherzone, der durch eine zweite Scherung diskordant zur ersten versetzt wird. Die Versetzung gibt den Verschiebungsbetrag (hier ca. 5 cm).

trag in dieser ca. 3 mm breiten jüngeren Scherzone ist direkt vom Verschiebungsbetrag des Quarzgangs zu entnehmen (ca. 5 cm). In diesem Fall kann die Verformung aus dem Verschiebungsbetrag berechnet werden ($\gamma = 3.75$).

Da die Mylonitzonen des Bayerischen Waldes selten solche Gänge zeigen, werden hier andere Methoden benötigt.

3.3.3 Bestimmung der Verformung aus den Achsenverhältnissen deformierter Verformungsmarkierer

Diese Methode beruht auf der Messung der Achsenverhältnisse der zu Ellipsoiden deformierten Verformungsmarkierer, die in Ausgangsgesteinen kugelig ausgebildet sind. Als Verformungsmarkierer kommen in Frage: Xenolithe, Fossilien, Mineralaggregate ..., die gleiche Dehnbarkeit haben, wie das umgebende Gestein.

SANDER (1948) lieferte experimentelle und theoretische Daten; CLOOS (1947) und DUNNET (1969) untersuchten die Deformation von Ooiden; BREDDIN (1945) bestimmte die Gesteinsdeformation an der Verzerrung von Fossilien; RAMSAY & GRAHAM (1970), RAMSAY (1976), BURG & LAURENT (1977) bestimmten die Verformung aus deformierten Xenolithen; HALL (1972), RAMSAY & ALLINSON (1979), SIMPSON (1981) benutzten neben anderen Verformungsmarkierern, Quarzaggregate als Messobjekte.

Die Verformung kann aus den X/Z-Verhältnissen nach der folgenden Formel berechnet werden:

$$\frac{X}{Z} = \frac{\gamma^2 + 2 + \gamma \sqrt{\gamma^2 + 4}}{2}$$

(RAMSAY, 1967, S. 85, F. 3.67)

Aus dem Profil der X/Z-Verhältnisse kann ein Scherverformungsprofil errechnet werden. Die Integration der Fläche unter dem

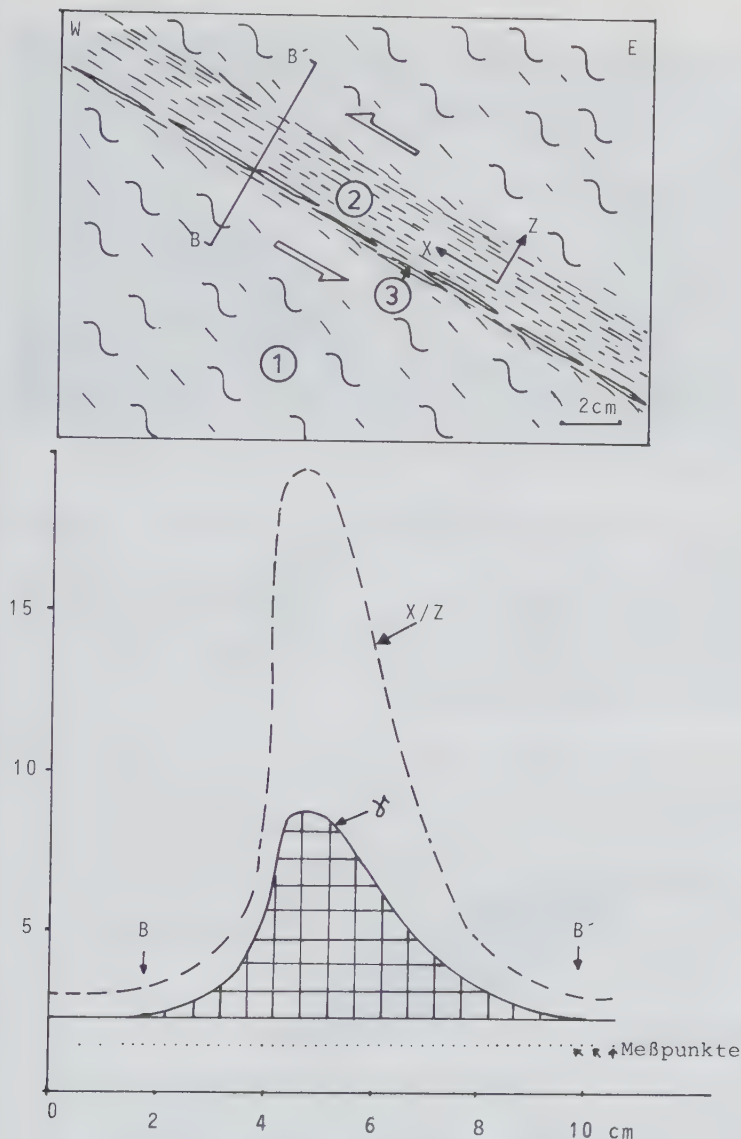


Abb. 3.7: Längen/Breiten- Verhältnisse (X/Z) der Quarzkornaggregate durch die ca. 4 cm breite Mylonitzone (2) mit quarzreichen Randbereichen (3) im migmatischen Bio-Plag-Gneis (1) bei Poschetsried, Bl. Regen (vgl. Kap. 6.4.3).

Aus dem Strainprofil (γ) kann der Verschiebungsbetrag der Mylonitzone berechnet werden. Dieser entspricht dem Flächeninhalt des Strainprofils (γ).

$$S = \int_0^x \gamma dx \quad (\text{s. Kap. 3.3.3})$$

Der Verschiebungsbetrag entspricht demnach hier ca. 11 cm.

Profil ergibt nach

$$S = \int_0^x dx \quad (\text{RAMSAY \& GRAHAM, 1970, s.799, f. 39})$$

den Verschiebungsbetrag (Abb. 3.4 u. 3.7).

Für die ca. 4 cm breite Scherzone bei Poschetsried gibt es danach einen Verschiebungsbetrag von ca. 11 cm (57 cm nach der Scherwinkelmessung, s. Kap. 3.3.1). Aber auch dieser zu geringe Wert liefert ein zuverlässiges Maß für die Unterschiede im finiten Strain, und sie sind sehr hilfreich, wenn diese auf die Mikrostrukturen und Gefügeregelungen der Quarzkörner bezogen wird (vgl. Kap. 4, 5, 6 und 7).

Die Diskrepanz zwischen den genannten Werten geht auf folgende Ursache zurück:

Der Verschiebungsbetrag von 11 cm wurde nur an Quarzaggregaten ermittelt, d.h. die Verformung einzelner Quarze und die anderer Phasen, vor allem des Glimmers, wurde nicht berücksichtigt.

Aus den Achsenverhältnissen (X/Y und Y/Z), aufgetragen im "FLINN-Diagramm" (FLINN, 1962), kann die Verformungsart bestimmt werden. Die Abb. 7.3 stellt die Mittelwerte der Achsenverhältnisse der Quarzaggregate aus den untersuchten Mylonitzonen des Bayerischen Waldes, eingetragen im "FLINN-Diagramm", dar. Hier macht sich die Plättungskomponente der Verformung bemerkbar (Kap. 7.2).

3.4. Bewegungssinn

Der Bewegungssinn der Mylonitzonen (s. auch Kap.6) konnte durch folgende Untersuchungen größtenteils geklärt werden:

- a: Durch Geländebeobachtungen anhand der Schlepprichtung des Nebengesteins unmittelbar an der Scherzonengrenze (vgl. Tafel IV-B).
- b: Durch mikroskopische Untersuchungen an orientierten Dünnschliffen anhand der Fließrichtung des feinkörnigen Materials um die großen Körner (Abb. 3.8a); sowie durch Kipprichtung der Kornaggregate (meist Biotitkörner) bzw. Scheiter (Abb. 3.8b)

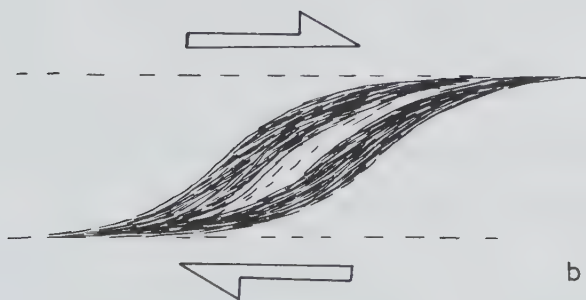
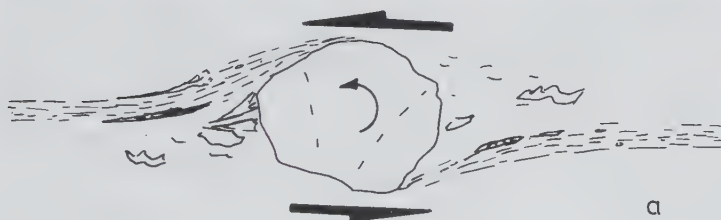
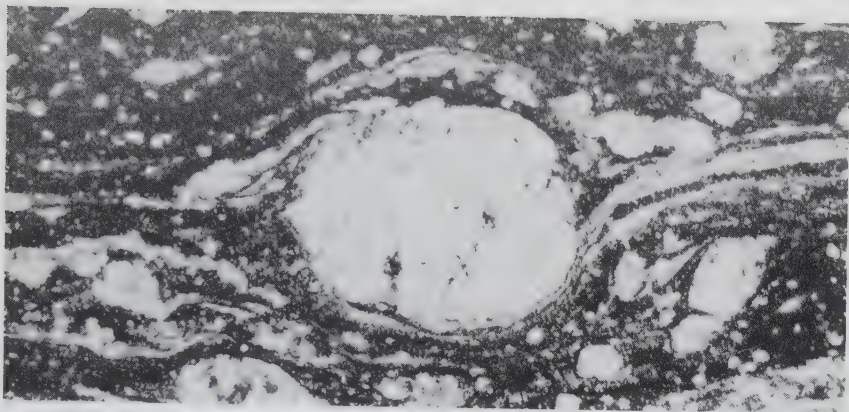


Abb. 3.8: Der Bewegungssinn lässt sich anhand des mitgeschleppten feinkörnigen Materials (z.B. Rekristallisationskörner) in die Bewegungsrichtung (a), feststellen. Auch die Kipprichtung der Mineralscheiter (z.B. Biotit mit Sillimanit und Quarz) lassen die Bewegungsrichtung, bzw. den Bewegungssinn gut erkennen (b).

4. Mikrostrukturen

4.1. Einleitung

Die Bildung von Mikrostrukturen einzelner Minerale in deformierten Gesteinen der untersuchten Mylonitzonen, läuft größtenteils im Bereich der plastischen Deformation ab. Bruchdeformationen sowie Übergänge von Bruch- zu plastischer Deformation, spielen nur untergeordnet eine Rolle – sie finden sich in den jüngsten Bewegungsphasen.

Die Entwicklung der Mikrostrukturen im plastischen Bereich erfolgt in der Reihenfolge: Deformation, Erholung und Rekristallisation. Diese Strukturen werden von verschiedenen Faktoren wie Temperatur, Druck, Verformungsgeschwindigkeit, sowie Anwesenheit einer fluiden Phase beeinflusst. Die Mikrostrukturen der experimentellen Untersuchungen sind wegen der höheren Verformungsraten nur mit Vorsicht mit natürlichen Strukturen zu vergleichen (s. auch S. 50).

Die Gitterregelungen bei verschiedenen Deformationsbedingungen werden im Kap. 5 getrennt behandelt.

4.2 Deformation, Erholung, Rekristallisation

4.2.1 Plastische Deformation

Plastische Deformation erfolgt durch Entstehung und Bewegung von Versetzungen. Die Bewegung von Versetzungen (Abb. 4.1 u. 4.2) erfolgt längs wichtiger, einfach indizierter Netzebenen, in Richtung wichtiger Zonenachsen. Die aktive Fläche wird dabei als "Gleitfläche" und die Richtung als "Gleitrichtung" bezeichnet. Als einfachste Beispiele sind in der Abb. 4.1 und 4.2 Stufenversetzung und Schraubenversetzung dargestellt.

4.2.1.1 Undulöse Auslöschung

Undulöse Auslöschung entsteht durch Verbiegung der Kristallstruktur, wobei Versetzungsgleitung entlang einzelnen Ebenen erfolgt (Abb. 4.7). In der Kristallstruktur ist mechanische Spannungsenergie gespeichert.

Im Arbeitsgebiet tritt diese Erscheinung öfter in deformierten Gesteinen, meistens zusammen mit Subkörnern (s. Erholung) und Rekristallisationskörnern (s. Rekristallisation) auf.

Unter dem Mikroskop ist die undulöse Auslöschung durch kontinuierliches Wandern der Auslöschungsstellung beim Drehen des Mikroskoptisches zu sehen (Abb. 4.3). Bei Subkörnern wandert die Auslöschungsstellung zum Nachbarkorn sprunghaft (Abb. 4.8).

4.2.1.2 Deformationslamellen

Deformationslamellen kommen als dünne parallele Platten in Mineralkörnern (hier öfter in Quarz- und in einigen Cordieritkörnern) vor. Sie werden durch sehr geringen Auslöschungsschiefenunterschied und Lichtbrechungsunterschied zum Wirtskorn sichtbar. Transmissionselektronenmikroskopische (TEM) Untersuchungen haben gezeigt, daß die Deformationslamellen sehr unterschiedliche Substrukturen (wie Subkorn Grenzen, Deformationszwillinge sowie Scharen von Versetzungstrümmern in Gleitebenen) sein können (CHRISTIE & ARDELL, 1976; WHITE, 1973).

Avé L'ALLEMENT & CARTER (1971) haben nach experimentellen Untersuchungen an Quarziten gezeigt, daß Deformationslamellen die aktiven Gleitebenen darstellen (Abb. 4.5: $T = 600-1050^{\circ}\text{C}$, $P = 4-20 \text{ kb}$, Verformungsrate = $7,8 \cdot 10^{-6} / \text{sec}$).

Nach zahlreichen optischen Untersuchungen an natürlich deformierten Gesteinen ist festzustellen, daß undulöse Auslöschung, Deformationslamellen und Deformationsbänder größtenteils bei niedrigeren Temperaturen und höheren Verformungsraten vorkommen (vgl. HOBBS et al. 1976).

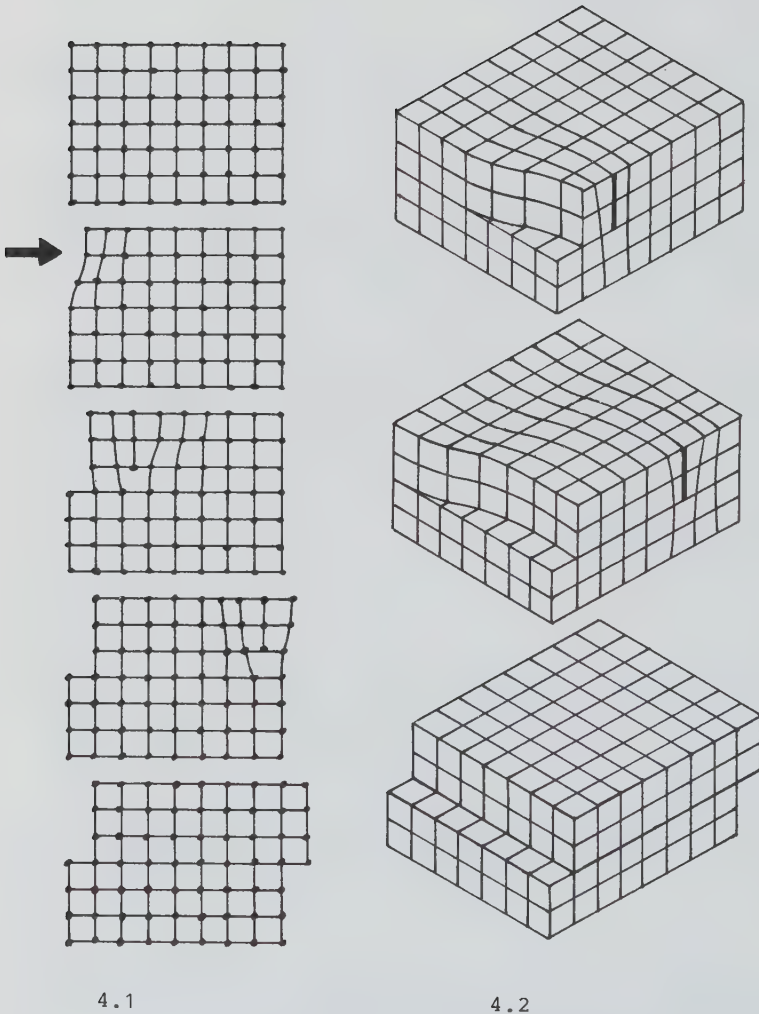


Abb. 4.1, 4.2: Plastische Deformation erfolgt durch Versetzungsbewegung; diese wird durch zwei mögliche Zwischenschritte wie durch Stufenversetzung (4.1) oder durch kombinierte Stufen- und Schraubenversetzung (4.2) gelöst.

Deformationslamellen treten im Arbeitsgebiet nur in einigen leicht deformierten Ausgangsgesteinen auf. In einer in späterer Phase schwach verformten Biotit-Pegmatitlinse, randlich zur Mylonitzone bei Drachselsried (Kap. 6.3.1), zeigen die leicht deformierten Quarzkörner gut ausgebildete Deformationslamellen (Abb. 4.3 u. 4.4). Der Winkelwert zwischen Quarz C-Achsen und Polen der Deformationslamellen ist in der Abb. 4.6 gegen die prozentuelle Häufigkeit dargestellt. Diese Darstellung zeigt neben Prismenflächen eine Schar von unterschiedlich orientierten aktiven Netzebenen (vorausgesetzt, daß sie Gleitebenen darstellen). Die Basisfläche ist jedoch auffälligerweise nicht vertreten.

4.2.1.3 Deformationsbänder

Die Entstehung der Deformationsbänder ist ähnlich wie die der Deformationslamellen, nur daß die Deformation (bzw. die Versetzungsgleitung) im Kristallgitter bänderweise erfolgt (HOBBS et al. 1976). Das Kristallgitter innerhalb der Deformationsbänder wird bis zu 25° rotiert (CARTER et al. 1964), während Deformationslamellen sehr geringe Winkelwerte zum Wirtskorn zeigen.

Knickbänder sind ein Spezialfall der Deformationsbänder, nur werden hier die Knickungsgrenzen schärfer ausgebildet. Knickbänder kommen in Glimmer vor.

4.2.2 Erholung

Erholung ist der Vorgang Verformungsenergie im Kristallgitter abzubauen (Abb. 4.7 u. 4.8).

Durch plastische Deformation entstehen im Kristallgitter viele ungleichmäßig verteilte Versetzungen, die an Korngrenzen wegen der Verhinderung des Weiterwanderns dichter liegen als in Kornmitten (Versetzungsdichten bis 10^{12} cm^{-2}).

Die verformten Gitterbereiche enthalten potentielle Energie. Durch thermische Aktivierung (Temperaturen s. unten, s. 34)

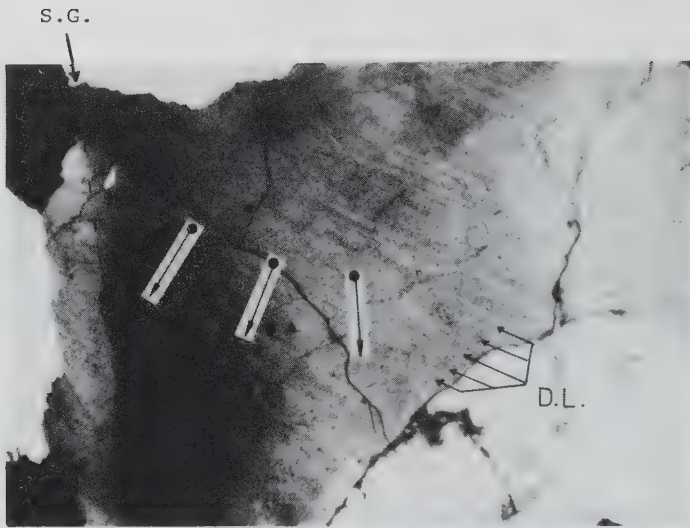


Abb. 4.3: Quarzkorn mit Deformationslamellen (D.L.). Die undulöse Auslöschung wandert, ausgehend von der Subkorn-grenze (S.G.) von links nach rechts entlang der Deforma-tionslamellen kontinuierlich (Pfeilrichtung gibt jeweils die Lage der C-Achsen, gekreuzte Pol., Bildbreite = 2 mm).

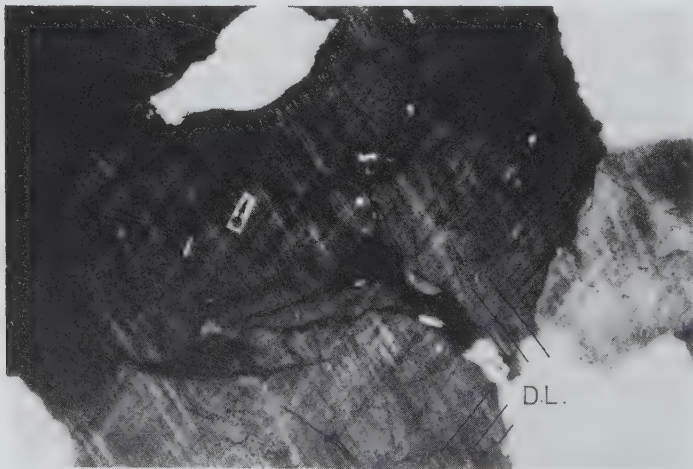


Abb. 4.4: Quarzkorn mit sich kreuzenden Deformationslamellen mit unterschiedlichen Winkelwerten zur C-Achse des Wirtkorns (C-Achse steht nahezu vertikal, gekreuzte Pol. Bildbreite = 2 mm).

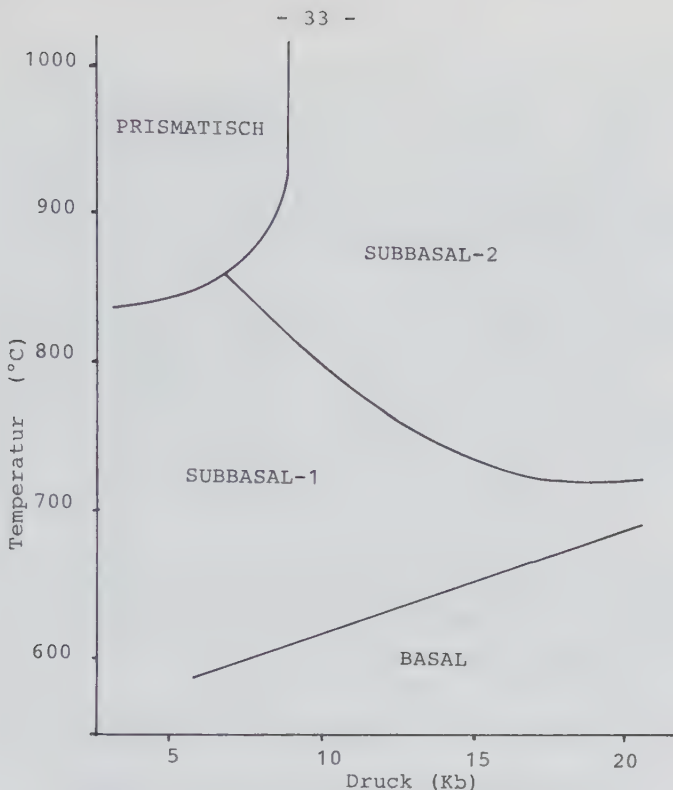


Abb. 4.5: Verteilung der Gleitebenen (Deformationslamellen) der Quarzkörner in experimentell deformierten Quarziten (nach AVE LALLEMENT & CARTER, 1971). Winkeldifferenz zwischen Gleitebenen (Pole der Deformationslamellen) und C-Achsen gegen die Häufigkeit (%) aufgetragen (nicht dargestellt) ergibt die überwiegend aktiven Netzebenen.

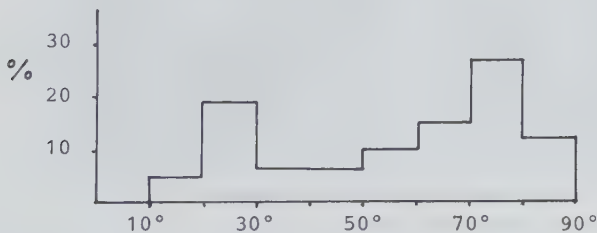


Abb. 4.6: Die Winkelwerte zwischen Deformationslamellen und Quarz C-Achsen aufgetragen gegen die proz. Häufigkeit, zeigen neben einer leichten Häufigkeit prismatischer Gleitung (Winkelwerte zwischen 70°-90°), unterschiedlich orientierte aktive Netzebenen (gleiche Probe wie bei Abb. 4.3 u. 4.4).

werden die Atome beweglicher. Versetzungen klettern aus ihrer Versetzungsebene in Subkornwände. Diese teilen den Kristall in unverformte, polygonale, nur wenig gegeneinander verkantete Gitterteile "Subkornbereiche" wobei der Grad der Erholung stark von der Temperatur und von der Zeit abhängt. Versetzungen mit umgekehrten Vorzeichen löschen sich aus.

Die Schwellentemperatur ist von Mineral zu Mineral verschieden: sie ist für Quarz ca. 270°, Olivin ca. 450°, Calcit ca. 200°, Dolomit ca. 450°, für K-Feldspat ca. 500°, verbunden mit Übergang zu Sanidin, Al/Si-Entordnung, Albit ca. 500°C, verbunden mit Umwandlung zu Oligoklas, Al/Si-Entordnung, Amphibole ca. 600°C, Pyroxene ca. 800°C (Temperaturangaben nach VOLL, 1969 u. 1982).

Subkörner bilden zueinander Kleinwinkelkorngrenzen mit max. 15° Winkelunterschied (10-15° nach NICHOLAS & POIRIER, 1976; 7° nach BELL & ETHERIDGE, 1973; 10° nach WHITE, 1976).

WHITE (1977) beschreibt zwei Vorgänge, die zu Subkornbildung führen:

- "dislocation climb" bzw. Versetzungsklettern: die Bewegung erfolgt durch Diffusion senkrecht zur Gleitebene.
- "slip polygonisation" bzw. Gleitpolygonisation: die Bewegung erfolgt auf benachbarten Gleitflächen.

Subkorngrenzen stehen senkrecht auf den Gleitebenen. Es ist möglich, die aktiven Gleitebenen bei der Deformation abzuleiten.

Im Untersuchungsgebiet ist die Subkornbildung an Quarz in leicht deformierten Ausgangsgesteinen der Scherzonen, sowie in Flasergraniten und Paliten der Pfahlzone zu beobachten, d.h. dort, wo sich undulöse Auslöschung findet.

Für die Messung der Mißorientierung sind geeignete Subkörner jedoch selten vorhanden. Subkörner sind hier meist isometrisch ausgebildet. Alte Körner sind gitterartig in Subkornbereiche

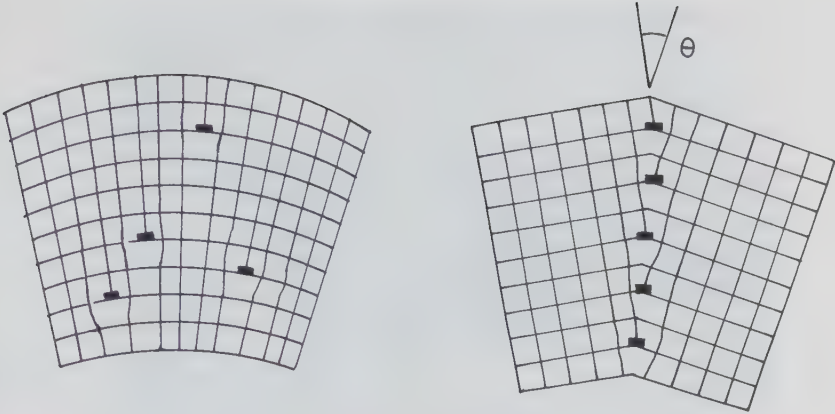


Abb. 4.7: Ein bereits deformiertes Kristallgitter besitzt höhere Versetzungsdichte (links). Durch thermische Aktivierung wandern die Versetzungen in energetisch günstige Bereiche und bilden Grenzflächen, die das alte Korn in erholte Subkornbereiche teilt (rechts). Die Subkörner bilden zueinander Kleinwinkelkorngrenzen (θ), die max. 15° -Winkelunterschied haben können (nach NICOLAS & POIRIER, 1976).

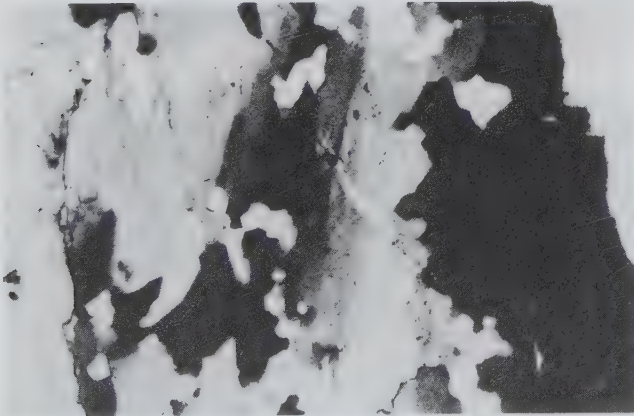


Abb.4.8: Streifig ausgebildete Quarz-Subkörner (Erholung) sind mit rundlich bis polygonal ausgebildeten Rekristallisationskörnern vergesellschaftet (Orientierungsunterschied der Sub- und Rekristallisationskörner in der Abb. 4.10 dargestellt). Das Nachbarkorn (rechts) zeigt Neukornbildung durch Korngrenzenwanderung (Suturierung).

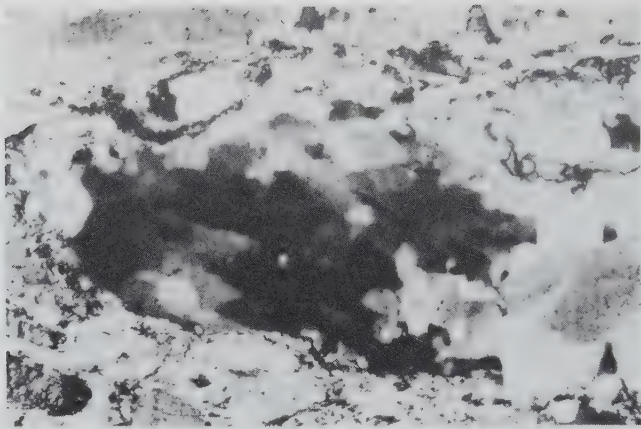
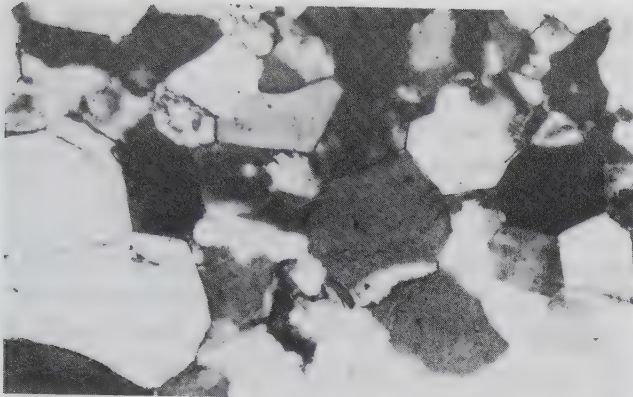


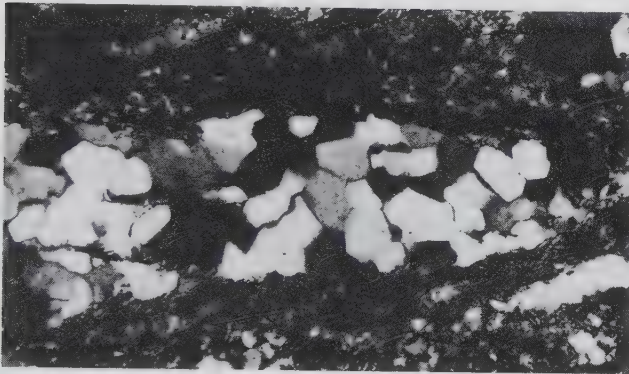
Abb. 4.9: Gitterartig ausgebildete Quarz-Subkörner haben ähnliche Korngrößen wie die randlichen Rekristallisationskörner (Rekristallisation durch Subkornrotation, vgl. Kap. 4.2.3a). Mit zunehmender Deformation werden die Subkörner völlig durch Rekristallisationskörner ersetzt (vgl. Abb. 4.11; gekreuzte Pol.; Bildbreite = 0.6 mm).



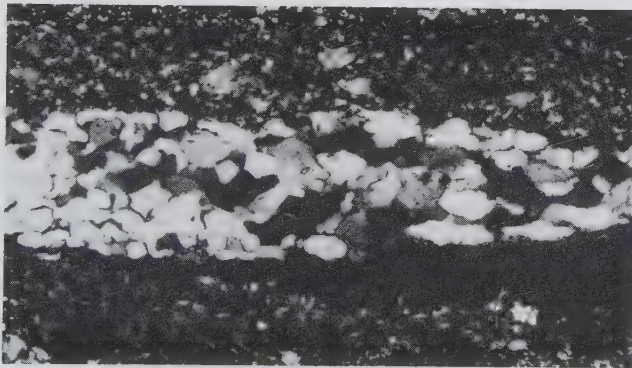
Abb. 4.10: Quarz C-Achsenverteilung der Subkörner (Kreise) und Rekristallisationskörner (Punkte) im Wulffsch'schen Netz (vgl. Abb. 4.8). Der Winkelunterschied zweier benachbarter Subkörner beträgt hier max. 10° , während die Orientierung der Rekristallisationskörner stark streut.



A



B



C

Abb.4.11: Rekristallisierte Quarzkörner aus unterschiedlichen Bewegungszonen des Bayerischen Waldes (Bildbreite = 0.6 mm).

- A) Orthoblastomylonit aus der Rundinger-Zone (Drachselsried)
- B) Palitmylonit aus der Nebenpfahlzone (Buchberger L.)
- C) Granitmylonit aus der Pfahlzone (NE Buchberger L.)

geteilt (Abb. 4.9) und werden meistens von Rekristallisationskörnern begleitet (Kap. 4.3.2)

Die Bildung von solchen nahezu isometrischen Subkörnern kann durch "Versetzungsklettern" sowie durch "Gleitpolygonisation" (s. oben, WHITE, 1977) erfolgen.

Die Streuung der Quarz C-Achsen der Subkörner und der Rekristallisationskörner in einem deformierten Quarzkorn sind in der Abb. 4.10 dargestellt. Die Subkörner liegen hier max. 10° auseinander, während Rekristallisationskörner stärkere Abweichungen zeigen.

4.2.3. Rekristallisation

Hinsichtlich der Mikrostrukturen und der Mechanismen sind zwei Arten der Rekristallisation zu unterscheiden:

a: Rekristallisation 'sensu strictu'

b: Migrationsrekristallisation

Bei beiden Arten ist vorausgesetzt, daß die für Rekristallisation (wie bei der Erholung) nötige thermische Aktivierungsenergie für einzelne Minerale vorhanden ist (Kap. 4.2.2).

Zu a:

Die Rekristallisation erfolgt durch Keimbildung und Wachsen der Keime (VOLL, 1982). Keime bilden sich an Stellen stärkster Deformation: an Korngrenzen (Versetzungsstau), an Orten mit Strainstau (an einspringenden Ecken anderer Körner), an Knickbändern und Deformationslamellen. Der wichtigste bekannte Mechanismus für Keimbildung von Rekristallisationskörnern ist die Vergrößerung des Orientierungsunterschieds von Subkörnern. Dieser erfolgt durch: 1) Wandern von Subkorngrenzen und Koaleszenz mit Addition der Misfit-Winkel, und 2) Rotation von Subkörnern bis sie von einer Großwinkel-Korngrenze umgeben sind (Abb.4.9). Die aus diesen Vorgängen entstandenen Großwinkel-Korngrenzen können auf Kosten der benachbarten Altkornmatrix, die weniger ausgeheilt ist, weiterwachsen.

zu b:

Migrationsrekristallisation (strain induzierte Korngrenzenwanderung, VOLL, 1982): Diese Art der Rekristallisation entsteht zwischen zwei benachbarten und deformierten Altkörnern, in denen die Großwinkel-Korngrenze in den jeweils stärker deformierten Nachbarkornteil hineinwandert. Dabei werden die Korngrenzen der Altkörner suturiert. Im Arbeitsgebiet kommen solche Strukturen nur in Quarzkörnern einiger leicht deformierter Ausgangsgesteine der Bewegungszonen vor (Abb. 4.8).

4.2.3.1. Korngrößen der Rekristallisationskörner, Berechnung der deviatorischen Spannung

Abhängigkeit der Rekristallisationskorngrößen bei dynamischer Rekristallisation von der stationären deviatorischen Spannung (steady state flow stress = $\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$) und damit der Verformungsrate sind durch zahlreiche experimentelle Untersuchungen an natürlichen Gesteinen ermittelt worden (Abb. 4.12).

Die allgemeine Gleichung lautet:

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = A \cdot D^{-n}$$

A und n sind Konstanten
D = Korndurchmesser in μm

MERCIER et al. (1977) haben für deformierte natürliche Quarzite unter Anwesenheit von Wasser die Beziehung abgeleitet:

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = 381 \cdot D^{-0,71}$$

TWISS (1977) kam zu etwas abweichenden Werten aufgrund theoretischer Überlegung:

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = 603 \cdot D^{-0,68}$$

Die Spannung wird in Megapascal angegeben (1 MPa = 10 bar).

Folgende Vorstellung wurde für diesen Zusammenhang entwickelt (VOLL, 1982):

Bei dynamischer Rekristallisation werden bereits gebildete Rekristallisationskörner wieder deformiert. Es pendelt sich ein dynamisches Gleichgewicht zwischen den korndeformierenden Prozessen und denen der Ausheilung (= Polygonisation, strain induzierte Grenzflächenwanderung, Rekristallisation) ein. Steigende Temperatur und sinkende Deformationsrate verschieben das Gleichgewicht zu ausheilenden Prozessen. Steigende Deformation erhöht die Keimbildungszahl und damit sinkt die resultierende Rekristallisationskorngröße (Abb. 4.11-B,-C; u. Abb. 6.2-B).

Bei statischer Rekristallisation (Temperung) wachsen die Rekristallisationskörner und werden relativ strainfrei. Es stellen sich Gleichgewichtskorngrenzen ein, sie bilden in Tripelpunkten dreier Korngrenzen 120° Winkel (vgl. Abb. 4.11-A und 6.2-A; MERCIER et al., 1977; CHRISTIE & ORD, 1980; VOLL, 1982).

Subkorngrößen und Versetzungsdichten in dynamisch rekristallisierten Gesteinen zeigen ebenfalls Abhängigkeit von der stationären Fließspannung. Subkorngrößen konnten nicht herangezogen werden, da Subkörner sehr selten ausgebildet sind. Versetzungsdichten können nur mit dem TEM bestimmt werden.

Die Verformungen und deviatorischen Spannungen in den hier untersuchten Mylonitzonen des Bayerischen Waldes mit dynamischer Rekristallisation, wurden aus den mittl. Korngrößen der Quarz-Rekristallisationskörner bestimmt (vgl. Kap. 7.2).

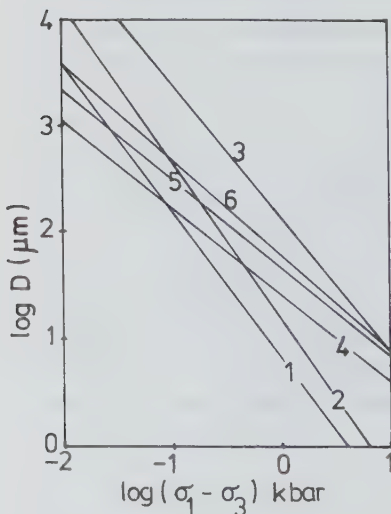


Abb. 4.12: Beziehung zwischen Korngrößen der Rekristallisationskörner und deviatorischen Spannung bei unterschiedlichen Mineralen.

- 1: Quarz (naß)
MERCIER et al. (1977)
- 2: Quarz (theoretisch)
TWISS (1977)
- 3: Dunit (trocken)
- 4: " " (naß)
ROSS et al. (1980)
- 5: Orthopyroxen (naß)
ROSS & NIELSEN (1978)
- 6: Klinopyroxen (trocken)
Avé L'ALLEMENT (1977)

5. Gitterregelungen

5.1 Einleitung

Bevorzugte Gitterregelungen der Minerale (Quarz, Calcit, Glimmer, Corderit, ...) in deformierten Gesteinen sind seit langem bekannt (SANDER, 1930, 1950; FISCHER, 1939; FAIRBAIRN, 1949). Die Regelungsmechanismen, die zu Gitterregelung führen, waren jedoch umstritten. Die meist diskutierten Regelungsmechanismen für Quarz, sind wie folgt zusammenzufassen:

1) "Fracture Hypothesis" FAIRBAIRN, 1949): danach werden gitterorientierte, nadelige Bruchstücke gebildet und anschließend durch Externrotation auf Scherflächen eingeregelt (FAIRBAIRN; 1949). GRIGGS & BELL (1938) lieferten, durch experimentelle Untersuchungen Nachweise zu dieser Hypothese (durch pressende und mahlende Zerkleinerung von Quarz).

2) Stressorientiertes Kristallwachstum: GRIGGS et al. (1960) konnten durch experimentelle Untersuchungen (ausgehend von amorphem Material ; $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$), im Temperaturbereich zwischen 200°-500°C und durch einscharige Scherung) stressorientiertes Wachstum der Quarzkristalle nachweisen. Sie konnten dabei zwei Regelungstypen erzeugen:

I) Quarz C-Achsen parallel S und parallel zur Scherrichtung = Max. VIII bzw. X-Max.

II) Quarz C-Achsen parallel S und senkrecht zur Scherrichtung = Max. I bzw. Y-Max.

Max. I und Max. VIII Regelungen des Quarzes leitet HOFMANN (1974) bei stressorientiertem Kristallwachstum in Bereichen intensiver einschariger Scherung in der Almandin-Amphibolit-Fazies ab.

HOFMANN (1974) will, unter der Voraussetzung "monoaxialer" Beanspruchung (Monaxial $\hat{=}$ nur einer Stressrichtung in viskosen Medien), das Auftreten monoaxialer Regelungsbilder in Magmatiten und migmatischer Gneise als Hinweis auf viskoses Materialverhalten ansehen. BEHR (1967, 1968) konnte zeigen, daß mit Hilfe dieses Regelungsmodells die Orientierung des Quarzes in Magmatiten erklärt werden kann.

Viskoses Materialverhalten und daraus bei Verformung im Körper resultierende monoaxiale Spannungsverteilung, ist nach HOFMANN (1974) in folgenden Fällen möglich:

- a) In magmatischen Medien im Stadium der Kristallisation und in Metamorphiten im Stadium partieller Anatexis.
- b) In Metamorphiten (Granuliten) ohne Schmelzbildung wird durch "tiefgreifende Rekristallisation" ein (quasi-) viskoses Materialverhalten erzeugt, das den Aufbau eines monoaxialen Spannungszustandes gestattet.

3) Translationsregelung: Die durch Versetzungsgleitung hervorgerufene Internrotation des Kristallgitters wurde in den letzten Jahren zunehmend als Hauptursache der Regelung (Translationsregelung) erkannt (vgl. Kap. 4.2, Kap. 5.3).

Durch TEM und durch Ätzen konnten aktive Gleitsysteme identifiziert, sowie Beziehungen zwischen Regelungsmuster und Gleitsystemen hergestellt werden (CARTER et al., 1964; CHRISTIE et al. 1964, 1966; CHRISTIE & GREEN, 1964; BEATE & ASHBEE, 1969; Avé L'ALLEMENT & CARTER, 1971; TULLIS et al., 1973; TULLIS, 1975, 1977; KERN, 1977; MITRA & TULLIS, 1979).

5.2 Methoden der Vermessung und Auswertung der Quarz-Gitterregelungen

5.2.1 Methoden der Vermessung

Gleitsysteme (bei Versetzungsgleitung) im Kristallgitter lassen sich im TEM (s. oben) sowie durch Ätzen sichtbar machen. Durch Röntgentexturanalyse können die Gefügeregelungen aller Gitterebenen eines Kristalls in homogen deformierten Gesteinen genauer festgestellt werden. (Für TEM und Röntgentexturanalyse

standen bei meiner Arbeit keine Geräte zur Verfügung.

Insgesamt gesehen ist festzustellen, daß

- a) polymineralische Gesteine mit komplexer metamorpher Kristallisation- und Deformationsgeschichte noch kaum systematisch mit dem TEM untersucht worden.
- b) alle untersuchten Mylonitzonen in polymineralischen Gesteinen vorkommen. Quarzgehalte liegen häufig um 30 Vol.%, für die Röntgentexturanalyse müßten sie z.Z. über 80% liegen.

Auf einem speziell umgebauten Universaldrehtisch (Zeiss U-Tisch, Leitz Mikroskop, FISCHBACH, 1970) wurden ca. 300 Quarz C-Achsen pro Schliff eingemessen. Dazu wurden orientierte Schlitze, meist XZ-Schnittlagen, senkrecht zur Schieferung und parallel der Lineation verwendet (vgl. Abb. 2.1). Einige Schieferungen, ebenso YZ-Schnittlagen, wurden in die XZ-Ebene rotiert.

Die Darstellung gemessener Gefügedaten erfolgte mit Hilfe des Rechenprogramms "GELI" (KRÜCKEBERG, 1968) mit Isolinien entsprechend einer Zählkreisgröße von 1% der Gesamtfläche im Abstand von = 0,5%- 1%- 3%- 5%- und Max.% im Schmidtschen Netz gezeichnet (s. Anhang Abb. 1-41).

Um die Regelungsmuster besser vergleichen zu können, wurden die Meßdaten mit einem Fortran-Programm "CLODAT 2" (WALLBRECHER, 1978, 1979; ADAM & WALLBRECHER, 1980) bearbeitet. Nach diesem Programm werden die Verteilungsmuster vektorstatistisch berechnet, wobei jeder Meßpunkt als Vektor mit der Länge 1 ($\hat{=}$ Einheitsvektor) behandelt wird. Beziehungen zwischen Regelungsmuster und Eigenwerten sind in der Tabelle Abb. 5.1 dargestellt (vgl. Tab. II).

EIGENVALUES	R %	DISTRIBUTION TYPE	ORIENTATION
$\bar{X}_1 = \bar{X}_2 = \bar{X}_3 = 1/3$	0	RANDOM	UNDEFINED
$\bar{X}_1 = \bar{X}_2 = \bar{X}_3 = 1/3$	CA. 20	SMALL CIRCLE RADIUS 54.7°	UNDEFINED
$\bar{X}_1 = \bar{X}_2 = 0; \bar{X}_3 = 1$	100	PARALLEL	MAXIMUM IN $\bar{X}_3$
$0 \leq \bar{X}_1 = \bar{X}_2 \leq 1/6; 1/2 \bar{X}_3 \geq 2/3$	50 - 100	UNIMODAL - PARALLEL SPHERICAL APERTURE $0-45^\circ$	MAXIMUM IN $\bar{X}_3$
$1/6 \bar{X}_1 = \bar{X}_2 \leq 1/3; 2/3 \bar{X}_3 \geq 1/3$	50 - 0	UNIMODAL - RANDOM SPHERICAL APERTURE $45-90^\circ$	MAXIMUM IN $\bar{X}_3$
$\bar{X}_1 = 0 \leq \bar{X}_2 \leq 1/2; 1/2 \bar{X}_3 \geq 1/2$	100 - 41.1	BIMODAL	$\bar{X}_3$ BISECTS $\angle(\bar{M}_1, \bar{M}_2)$ $\bar{X}_1$ NORMAL TO $\bar{M}_1$ AND $\bar{M}_2$
$0 \leq \bar{X}_1 = \bar{X}_2 \leq 1/3; 1/2 \bar{X}_3 \geq 1/3$	100 - CA. 20	SMALL CIRCLE RADIUS $0-54.7^\circ$	ROTATION AXIS IN $\bar{X}_3$
$1/3 \bar{X}_1 \geq 0; 1/3 \leq \bar{X}_2 = \bar{X}_3 \leq 1/2$	0 - 27.3	SMALL CIRCLE RADIUS $54.7-90^\circ$	ROTATION AXIS IN $\bar{X}_1$
$\bar{X}_1 = 0; \bar{X}_2 = \bar{X}_3 = 1/2$	27.3	GREAT CIRCLE WITH RANDOM	POLE IN $\bar{X}_3$
$0 \leq \bar{X}_1 \leq \bar{X}_2 = 1/3; 2/3 \bar{X}_3 \geq 1/3$	0 - CA. 60	WEDGE OF A SPHERE	CENTER IN $\bar{X}_3$ $\bar{X}_1$ POLE OF PLANE OF SYMMETRY
$\bar{X}_1 = 0 \leq \bar{X}_2 \leq 1/2; 1/2 \bar{X}_3 \geq 1/2$	100 - 27.3	PARTIAL GREAT CIRCLE	CENTER IN $\bar{X}_3$ POLE IN $\bar{X}_1$
$0 \leq \bar{X}_1 \leq 1/4; 1/2 \bar{X}_2 \geq 1/4; \bar{X}_3 = 1/2$	0 - 27.3	CROSS GIRDLE	INTERSECTION IN $\bar{X}_3$ $\bar{X}_1$ POLE OF PLANE OF SYMMETRY

Abb. 5.1: Beziehung zwischen Eigenwerten und Regelungsmuster, prozentualen Regelungsgraden und Eigenwerten (aus ADAM & WALLBRECHER, 1980)

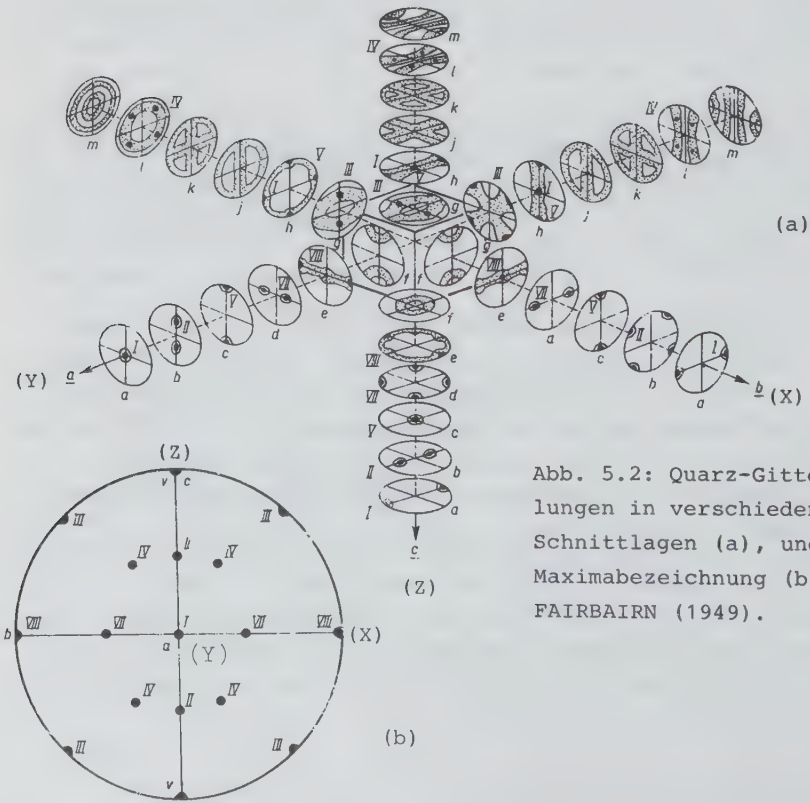


Abb. 5.2: Quarz-Gitterregelungen in verschiedenen Schnittlagen (a), und deren Maxima-bezeichnung (b) nach FAIRBAIRN (1949).

Unbeeinflusst vom Regelungstyp konnten im WOODCOCK-Diagramm (WOODCOCK, 1977) die Regelungsmuster unimodal uniaxial (Max.I o. Max.VIII) und Gürtel voneinander getrennt werden (Abb.5.5, Kap.5.2.2).

5.2.2. Auswertung der Gefügedaten

a. Regelungsmuster

Die Regelungsmuster wurden im Sinne von FAIRBAIRN (1949) eingeteilt. Abb. 5.2 zeigt die Lage der einzelnen Maxima und deren Bezeichnung. Diese entsprechen in dieser Arbeit wie folgt:

FAIRBAIRN	in dieser Arbeit
a-Max.	Max.I bzw. Y-Max.
b-Max.	Max.VIII bzw. X-Max.
c-Max.	Max.V bzw. Z-Max.
andere und zusammengesetzte Maxima s. Abb. 5.2.	

HOFMANN (1974) stellte (i.S. FAIRBAIRN, 1949 und SANDER, 1950) nach zahlreichen Untersuchungen, die häufigsten Regelungstypen in den Metamorphiten zusammen (Abb. 5.3). Diese, sowie zahlreiche andere Untersuchungen an experimentell und natürlich deformierten Gesteinen (Kap. 5.3), ergab folgende Flächen als wichtigste Gleitebenen des Quarzes (s. Abb. 5.4):

Gleitebene	Gleitrichtung	Regelungstyp (vgl. Abb. 5.3)
1) $(10\bar{1}0)$	in $\langle a \rangle$	Max.I (Y-Max.)
2) $(10\bar{1}0)$	in $\langle c \rangle$	Max.VIII (X-Max.)
3) (0001)	in $\langle a + c \rangle$	Max.V (Z-Max.)
4) $(10\bar{1}1)$	in $\langle a + c \rangle$	Kleinkreis um Z-Achse
Kombination 1+3+4		Kreuzgürtel
Kombination 1+4		Max.I/II

Diese Deutung ist mit einer wichtigen Einschränkung zu versehen:

Das Taylor-Bishop-Hill-Modell zeigt, daß im Prinzip 5 unabhängige Gleitsysteme wirksam sein müssen, von denen ca. 2-3 als vorwiegend bestätigt werden können (vgl. Kap. 5.3.3).

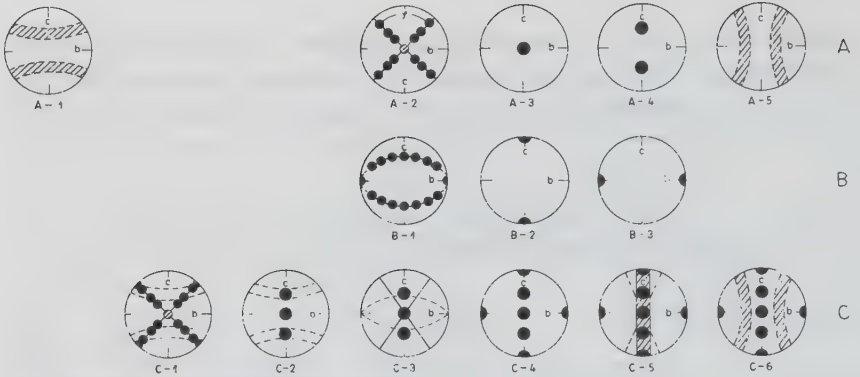


Bild 3. Regelungstypen des Quarzteilgefüges in Metamorphiten (schematisch)

A selbständig auftretende Regelungsstypen.

A-1 - Pseudozweigürtle, Kegelachse der Kleinkreisbesetzung vorwiegend senkrecht (ab) orientiert

A-2 - Okl/OkI-Zweigürtle („Kreuzgürtle“) mit variablem Öffnungswinkel $\varphi = 45^\circ - 120^\circ$

A-3 - Maximum I-Regelung (= γ -Regel n. SANDER)

A-4 - Maximum II-Regelung

A-5 - Ein- oder mehrfache Kleinkreisregelung, Kegelachse senkrecht (ac) orientiert

B nicht selbständig auftretende Regelungstypen

B-1 - hOl/hOl-Zweigürtle mit variablen Öffnungswinkel

B-2 - Maximum V-Regelung (= α -Regel n. SANDER)

B-3 - Maximum VIII-Regelung

B-4 - Maximum VII-Regelung mit Tendenz zur Kleinkreisbesetzung, Kegelachse parallel (a) orientiert

C kombinierte Regelungsbilder (A und B)

C-1 - Kombination von Pseudozweigürtle, Kegelachse senkrecht (ab) mit Okl/OkI-Zweigürtle

C-2 - Kombination von Pseudozweigürtle, Kegelachse senkrecht (ab) mit Maximum I- und oder II-Regelung

C-3 - Kombination von Okl/OkI-Zweigürtle mit Maximum I- und/oder Maximum II- und/oder hOl/hOl-Zweigürtle

C-4 - ac-Gürtle als Kombination von Maximum I-, Maximum II- und Maximum V-Regelung, oft in Verbindung mit Maximum VIII-Regelung

C-5 - Kombination von ac-Gürtle mit rektischer Okl/OkI-Zweigürtle

C-6 - Kombination von ein- oder mehrfacher Kleinkreisregelung, Kegelachse senkrecht (ac) mit Maximum I-, Maximum II-, Maximum V- und/oder Maximum VIII-Regelung

Abb. 5.3: Die häufigsten Regelungstypen und deren Nomenklatur (aus HOFMANN, 1974).

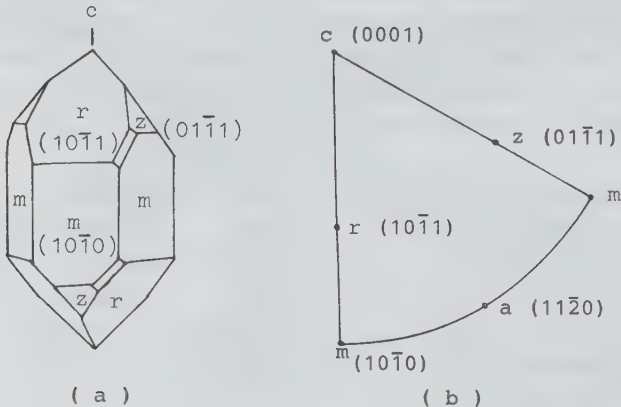


Abb. 5.4: Die wichtigsten Flächenlagen an einem rechtshändigen Quarz (a), und die Lage der Flächenpole in der flächentreuen Projektion (b).

b) Regelungsgrad:

Der Regelungsgrad ist der Summenvektor, der durch Addition der Einheitsvektoren von Richtungsdaten entsteht. Der prozentuale Regelungsgrad (R%) wird vom Summenvektor abgeleitet.

In dieser Arbeit wird Regelungsgrad wie folgt abgestuft (vgl. Tab. II):

R%	:	5%	sehr schwach
	:	5-25%	schwach
	:	25-50%	mittel
	:	50-75%	gut
	:	75-90%	sehr gut

(R%=0= Gleichverteilung; R%=100= Parallelorientierung)

c) Trennung der Regelungsmuster zwischen unimodal (uniaxial) und Gürtel-Endglieder:

Mit Hilfe des WOODCOCK-Diagramms (WOODCOCK, 1977) lassen sich die Verteilungen zwischen unimodal (uniaxial z.B. Max.I) und Gürtel-Endgliedern darstellen (Abb. 5.5). Übergänge werden durch den Quotienten

$$K = \ln \frac{\lambda_3 / \lambda_2}{\lambda_2 / \lambda_1} = \text{LN3}$$

definiert.

Das WOODCOCK-Diagramm, trennt die einzelnen Maximatypen (X-Max. oder Z-Max.) nicht voneinander. Hier ist nur der Grad des Maximums der ausschlaggebende Faktor und nicht der Typ des Maximums.

In dieser Arbeit untersuchte Quarz-Gitterregelungen bleiben meistens im Cluster-Feld (Abb. 7.6, Kap. 7). In Mylonit-zonen mit dynamischer Rekristallisation werden sie mit zunehmender Regelung (diese ist abhängig vom Quarzgehalt, vgl. Kap. 6) uniaxial-Cluster (= Zunahme der LN3).

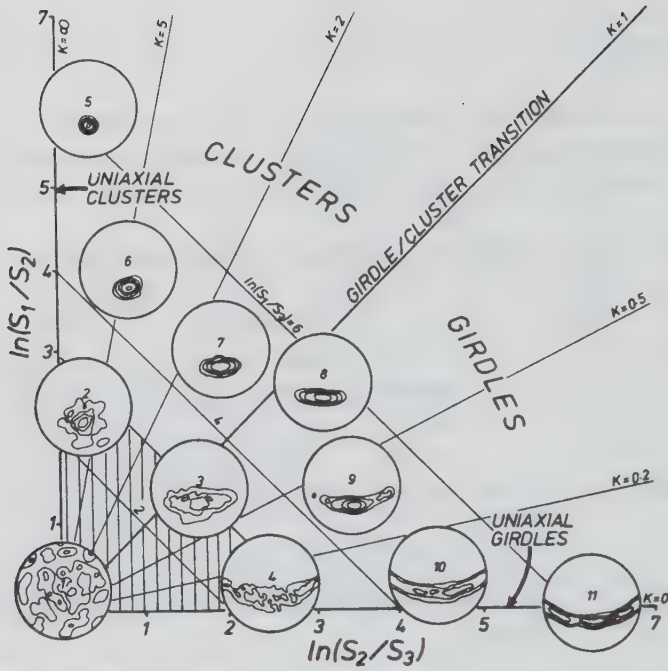


Abb. 5.5: Diagramm zum Eintragen von logarithmierten Eigenwertverhältnissen (WOODCOCK, 1977). Schraffiertes Feld entspricht dem in der Abb. 7.6 wiedergegebenen Ausschnitt.

$$S_1 = \lambda_3 ; S_2 = \lambda_2 ; S_3 = \lambda_1$$

5.3. Untersuchungen an experimentell deformierten Quarziten

Durch zahlreiche experimentelle Untersuchungen an Quarziten (CARTER et al., 1964; CARTER, 1971; GREEN et al., 1970; TULLIS et al., 1973; TULLIS, 1975 u. 1977; KERN, 1977; MITRA & TULLIS, 1979) konnte gezeigt werden, daß die unterschiedlichen Gleitmechanismen im Kristallgitter von unterschiedlichen Bedingungen abhängen (vgl. auch Deformationslamellen, Kap. 4.2.1.2). Bei unterschiedlichen Deformationsbedingungen wurden unterschiedliche Quarz C-Achsenregelungen festgestellt:

- a) axiale Verformung bei niederen Temperaturen und/oder höheren Deformationsgeschwindigkeiten ($T = 600^{\circ}\text{C}$, strain rate = 10^{-6}sec) bewirkte Einregelung der Quarz C-Achsen parallel zur Verkürzungsachse "Z-Maximum = Basisgleitung" (TULLIS et al., 1973; GREEN et al., 1970; GRIGGS et al., 1960; TULLIS, 1977; KERN, 1977).
- b) Höhere Temperaturen und/oder langsamere Deformationsgeschwindigkeiten ($T = 700^{\circ}\text{C}$, strain rate = 10^{-6}sec) bei axialer Verkürzung bewirkten Kleinkreisregelungen der Quarz C-Achsen um die Verkürzungsachse "Pseudozweigürtel = Basis- und Prismengleitung" (TULLIS et al., 1973; GREEN et al., 1970; KERN, 1977; TULLIS, 1975 u. 1977).
- c) Ebene triaxiale Verkürzung "plane strain" ($P = 15\text{ kb}$, $T = 700^{\circ}\text{--}1100^{\circ}\text{C}$, strain rate = $10^{-5}\text{--}10^{-6}/\text{sec}$) bewirkte bei tieferen Temperaturen "Pseudozweigürtel" - und bei höheren Temperaturen Kreuzgürtelregelung der Quarz C-Achsen = Basis-Rhomboeder- und Prismengleitung (TULLIS, 1975 u. 1977; KERN, 1977).

Durch experimentelle Untersuchungen konnte gezeigt werden, daß unterschiedliche Gleitmechanismen stark von der Temperatur, der Verformungsart und der Verformungsgeschwindigkeit beeinflußt werden. Direkte Vergleiche der Gleitmechanismen bzw. Regelungstypen der Quarze konnte jedoch aus folgenden Gründen nicht angestellt werden:

		<u>Experimentelle</u> <u>Deformation</u>	<u>Natürliche</u> <u>Deformation</u>
i)	Temperatur	hoch bis sehr hoch	nieder bis hoch
ii)	Deformationsgeschwindigkeit	$10^{-4} - 10^{-6}/\text{sec}$	$10^{-12} - 10^{-14}/\text{sec}$
iii)	Material	Einkristall bzw. monomineralisch	polymineralisch
iv)	Deformationsart	einphasig homogen	mehrphasig inhomogen
v)	P_{H_2O}	0	$P_{H_2O} \approx P_{\text{ges.}}$
vi)	Strain	uniaxial - triaxial	triaxial
vii)	Strainachsen	$\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$	$\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$
viii)	strain Pfad	bekannt	unbekannt

5.4. Gitterregelungen durch Computersimulation

In der letzten Jahren simulierten einige Bearbeiter durch Computersimulation Quarz C-Achsenregelungen, die gute Übereinstimmung mit experimentell und natürlich erzeugten Regelungsmustern aufweisen (LISTER, 1977, 1981; LISTER & PRICE 1978 ; LISTER & PATTERSON, 1979; LISTER & HOBBS, 1980). Sie erfolgten durch Benutzung des Taylor-Bishop-Hill Modell (Erläuterung siehe HOBBS et al., 1976, S. 127 ..., LISTER et al., 1978). Das Modell setzt folgende Bedingungen voraus:

- a) Die Deformation in jedem Korn oder Subkorn ist homogen verteilt

- b) Die Deformation erfolgt durch Versetzungsgleitung (Kap. 4.2) - unterschiedliche Gleitsysteme beeinflussen sich nicht.
- c) Die Gleitsysteme gehorchen dem starr-plastischen Fließgesetz, und werden durch Überschreiten der kritischen Scherspannung (CRSS-Werte = Critical Resolved Shear Stress: LISTER et al., 1978) aktiviert.

Für die Simulationen werden Modellquarzite benutzt (LISTER et al. 1978; LISTER & PATTERSON, 1979; LISTER & HOBBS, 1980; LISTER, 1981): Abb. 5.6 zeigt die simulierten Quarz C-Achsenregelungen in verschiedenen Modellquarziten.

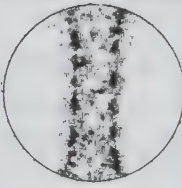
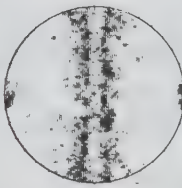
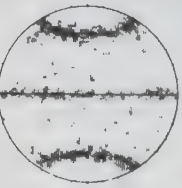
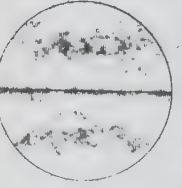
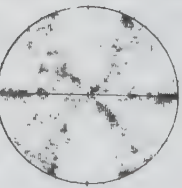
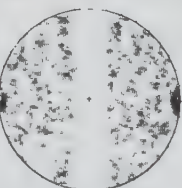
Axialsymmetr. Kürzung	Ebene triax. Verformung	Axialsymmetr. Längung	Modellquarzit
			I
			II
			III
			IV

Abb. 5.6: Schematische Darstellung von simulierten Quarz C-Achsenregelungen in verschiedenen Modellquarziten (nach LISTER et al. 1978).

Modellquarzit	aktives Gleitsystem	untergeordnet
I	(0001) in $\langle a \rangle$	(10 $\bar{1}$ 1) in $\langle c + a \rangle$
II	(0001) in $\langle a \rangle$ $\pm (10\bar{1}1)$ in $\langle c + a \rangle$ (erst bei höher. Spannung)	(0001) + (10 $\bar{1}$ 1) in $\langle a \rangle$
III	(10 $\bar{1}$ 1) in $\langle a \rangle$	
IV	(0001) in $\langle a \rangle$ (10 $\bar{1}$ 0) in $\langle a + c \rangle$	

(X= Ausdehnungsachse, Y= mittl. Achse, Z= Einengungsachse;
X > Y $\approx$ Z)

6. Beschreibung der ausgewählten Mylonitzonen

6.1 Probenauswahl

Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine große Anzahl von Gesteinen, die von Deformation betroffen waren, gezielt ausgewählt und mikroskopisch untersucht. Es waren dies neben Gesteinen aus breiteren Bewegungszonen (Rundinger Zone, Pfahlzone, Donau-randbruch und Aicha-Halser-Nebenpfahl) schmalere Zonen, sowie schwach deformierte Gesteinseinheiten (Flasergranite, Perl-gneise). Ein Übersicht gibt die Karte (Abb. 1.1). Durch mikro-skopische Voruntersuchungen wurde ein Überblick über die De-formation im Bayerischen Wald gewonnen, wobei die Mylonotzonen, für diese Arbeit, ausgewählt wurden.

Bei der Auswahl der Mylonitzonen wurde nach folgenden Krite-rien vorgegangen:

- a) Schmale Mylonitzonen (von cm bis einige Meter) sollten eine einaktige Bewegung aufweisen (Voruntersuchungen zeigten, daß man bei schmalen Mylonitzonen davon ausgehen kann, daß die Deformation in ihnen nur einaktig, d.h. bei const. P und T, abgelaufen ist).
- b) Die Zonen sollten möglichst aus unterschiedlichen Tempera-turniveaus stammen.
- c) Nebengesteine und ihre Übergänge zu den Mylonitzonen soll-ten gut aufgeschlossen sein.
- d) Mylonite und Nebengesteine sollten möglichst aus gleichem Muttergestein stammen.

Proben aus breiteren Mylonitzonen waren für die Darstellung der Zusammenhänge der Mylonitzonen nötig.

6.2. Einteilung der Mylonitzonen mit statischer und dynamischer Rekristallisation

Die nach den Kriterien des Kap. 6.1 ausgewählten Mylonitzonen des Bayerischen Waldes wurden hier in zwei Gruppen zusammengefaßt:

1. Mylonite mit statischer Rekristallisation

- a) Orthoblastomylonite (Rundinger Bewegungszone)
- b) Paragneismylonite " "
- (Mylonite aus metatekt. Gran-Cord-Sill-Gneisen)

2. Mylonite mit dynamischer Rekristallisation

- a) Granitmylonite
- b) Paragneismylonite
(Mylonite aus migmat. Bio-Plag-Gneisen)
- c) Perlgneise
- d) Palitmylonite, Pfahlmylonite der Pfahlzone

Mikrostrukturelle Unterschiede:

Unter dem Mikroskop zeichnen sich die Mylonitzonen mit dynamischer Rekristallisation durch undulöse Auslöschung von Subkörnern und Rekristallisationskörnern, Suturierung der Alt- bzw. Rekristallisationskörner (Korngrenzenwanderung) sowie durch kleinere Korngrößen und Standardabweichung der Rekristallisationskörner aus (Abb. 7.4).

Mylonite mit statischer Rekristallisation haben meist erholte Sub- bzw. Rekristallisationskörner. Sie zeichnen sich vor allem durch Bildung von Riesenquarzen aus, die durch Kornwachstum der Rekristallisationskörner gebildet sind (sekundäre Rekristallisation durch Sammelkristallisation: HOBBS et al., 1976; VOLL, 1969, 1982; s. Abb. 6.1-A). Entlang der alten Korngrenzen eingeschlossene Fremdpartikel (Erz, Bio, Gran., etc..) deuten die ehemaligen Korngrenzen an, die nicht vollständig verzehrten Quarzrestitute in Riesenquarzen belegen das ehemalige Rekristallisationskorngefüge (Abb. 6.1-A, Tafel II-C u. V-B).

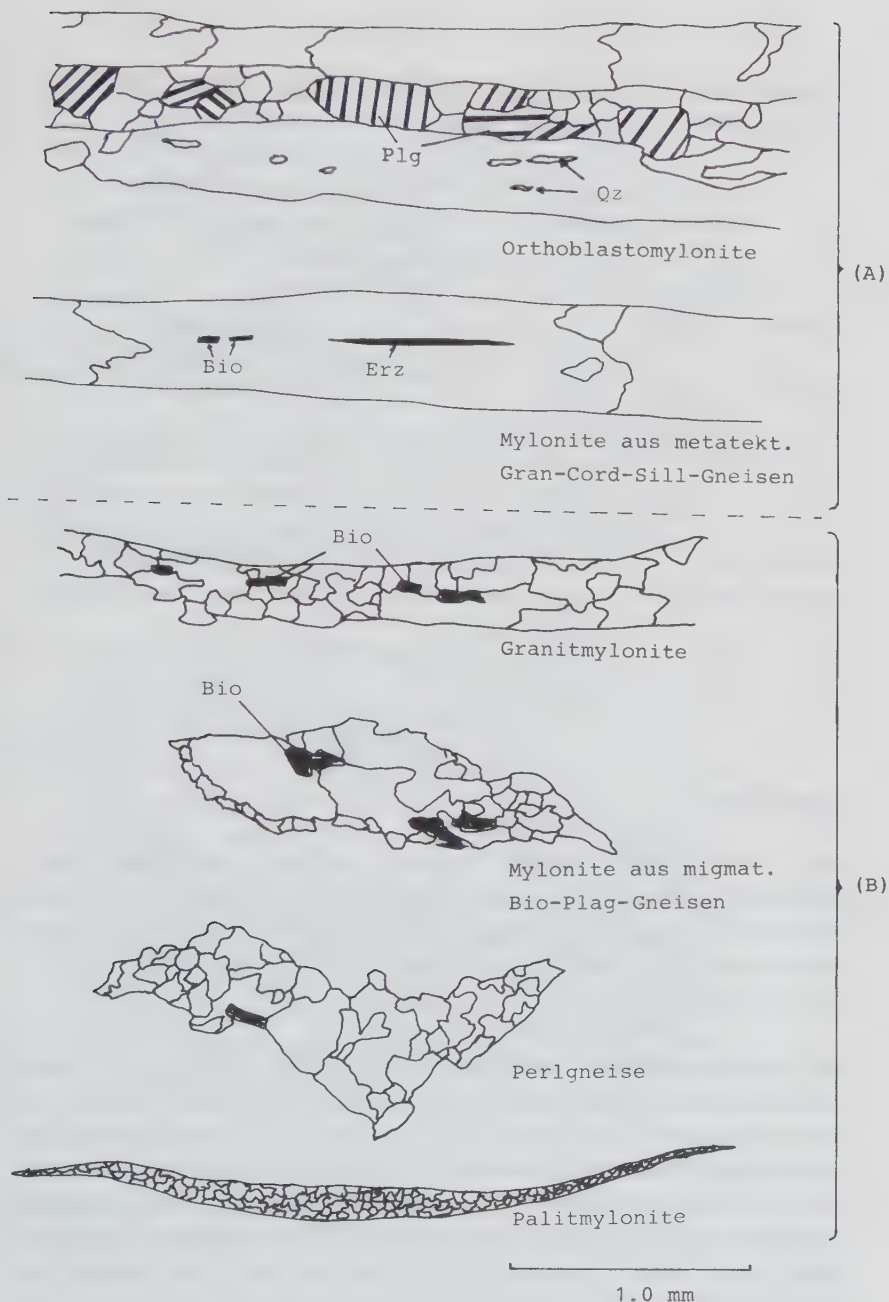


Abb. 6.1: Bildung von Quarzbändern "ribbon" in Mylonitzonen mit statischer (A) bzw. dynamischer (B) Rekristallisation.

Unterschiede in Quarzmikrostrukturen zwischen den Gruppen sind wie folgt zusammenzufassen:

	Gruppe 1 statisch. Rekrist.	Gruppe 2 Dynamische Rekrist.
Korngrößen der Rekristal.-Körner	groß (0.01-5 mm) (Abb. 4.11-A, 6.1-A)	klein (20-150 µm) (Abb. 4.11-B, -C, u. 6.1-B)
Korngrenzen der Rekristal.-Körner	glatt (Abb. 6.2-A)	suturiert (Abb. 6.2-B)
Quarz-Bänder "ribbon"	bestehen aus Einzel- körnern (Tafel II-C u. V-B)	bestehen aus Rekristal- lisatkornaggregaten (Abb. 4.11-B u. -C)
Regelung der Quarz C-Achsen	Max.VIII (X-Max.) bis Kreuzgürtel Abb. (6.3-A)	Max.I (Y-Max.) Max.I/II mit YZ-Gürtel (Abb. 6.3-B)

PT-Bedingungen

Nach ihren bei der Mylonitisierung stabilen Paragenesen entsprechen die Mylonitzonen der Gruppe 1 und 2 (außer 2-d) "high grade" PT-Niveaus im Sinne WINKLER's (1979). Sie sind durch die Paragenese : Sill (Fibrolith) + Bio + Kf + Plag + Qz + Cord + Gran gekennzeichnet.

Die Mylonitzonen mit statischer Rekristallisation zeigen höhere Temperaturen innerhalb der "high grade" PT-Niveaus während der Mylonitisierung (PT-Angaben s. unten). Die höheren Temperaturbedingungen lassen sich besonders durch gleichstarke Deformation und Rekristallisation von Quarz-, Feldspat- und Cordieritkörnern belegen (Tafel V-A, -C): Die Feldspat- und Cordieritkörner der Gruppe 2 weisen sich meist als Härtlinge aus (Tafel VI-A -C).

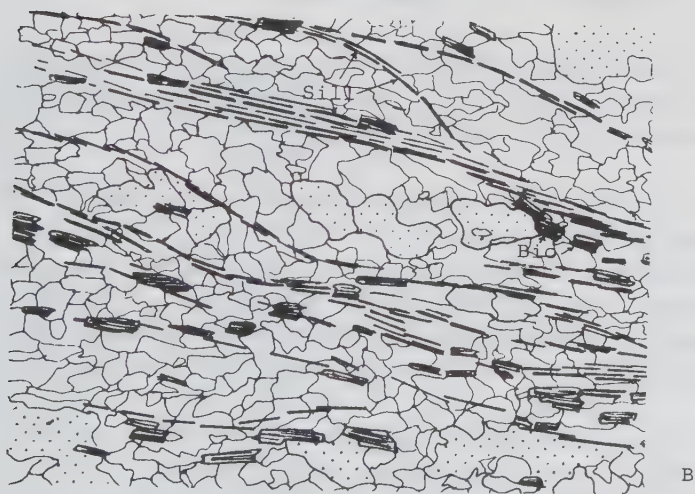


Abb. 6.2: Vergleich der Korngrößen und Kornformen der Quarz-rekristallite innerhalb der Quarz-Feldspatmatrix.

A: statische Rekristallisation "Orthoblastomylonit" -Rundinger-Zone

B: dynamische Rekristallisation "Granitmylonit" -Rundinger-Zone

Quarz: weiß; Feldspat: punktiert; Bildbreite: 1.1 mm

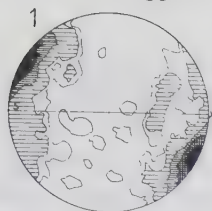
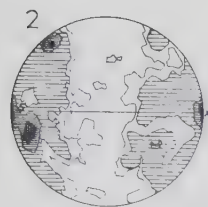
Die Rahmengesteine der Mylonite N der Pfahlzone (Gruppe 1 und 2a-b) gehören zum hochmetamorphen Teilabschnitt der progressivmetamorphen Serie des Hinteren Bayerischen Waldes (Cord-Kf-Zone": BLÜMEL; 1972, 1977, 1981, 1983; BLÜMEL & SCHREYER, 1977). Die max. PT-Bedingungen in dieser Umgebung (im hochgradigen Teil der "Cord-Kf-Zone" mit Paragenesen: Qz+Kf+Bio+Cord+Granat) sind von BLÜMEL (1981, 1983) anhand der experimentellen Kalibrierung des Gleichgewichts Bio+Sill+Qz = Gran+Cord+Kf+H₂O durch HOLDAWAY & LEE (1977), ermittelt (P= 4.2±0.4 kbar, T = 690± 50°C, X-H₂O ca. 0.5).

Durch die mikrochemischen Untersuchungen an Granat-, Biotit- und Cordieritkörnern konnte BLÜMEL (1981, 1983) zeigen, daß die Mylonitisierung des "Orthoblastomylonits" bei Drachselsried (Gruppe 1a) ungefähr unter gleichen PT-Bedingungen wie in der "Cord-Kf-Zone" erfolgte. (T: 650-710°C, P: 2-3 kbar: BLÜMEL & SCHREYER, 1977; BLÜMEL, 1983).

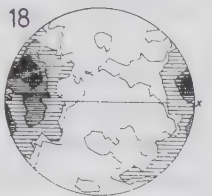
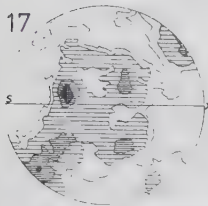
Für Perlgneise S des Pfahls (Gruppe 2-c) ermittelte BLÜMEL (1981): T = 555 ± 50°C, P = 2.8 ± 0.4 kbar. Granatführende Paragenesen zeigen höhere Drucke an.

Anhand der stabilen Paragenesen (im Stabilitätsbereich des Sillimanits, oberhalb des Stabilitätsbereich von Muskovit + Quarz) während der Mylonitisierung, kann für die Mylonitzonen der Gruppe 1 und 2a-c ein PT-Bereich von: T = 550-650°C, P = 2-3 kbar angegeben werden, wobei die Mylonite der Gruppe 1 die höheren PT-Neveaus innerhalb dieses Bereiches einnehmen.

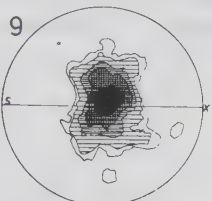
Der für die Bestimmung der Paragenese wichtige Mineralbestand einiger Zonen (vor allem Mylonite der Gruppe 2) ist durch teilweise oder vollständige retrograde (posttektonische) Umwandlung von Sillimanit und Cordierit in Muskovit verändert. Besondere Schwierigkeiten bei der Bestimmung des PT-Neveaus bereiteten die Palitmylonite und Pfahlmylonite (mit stabilem Biotit) der Gruppe 2-d mit der Paragenese Kf+Plg+Bi+Qz +Hbl. Sie könnten niedrigeren Bedingungen als die Gruppe 1 und 2 a-c



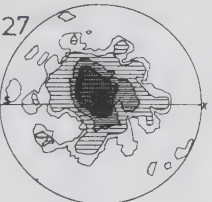
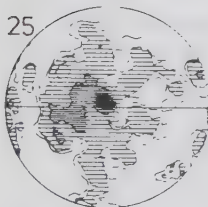
Orthoblastomylonite
(Kleinkreis um X
bzw. X-Max.)



Mylonite aus metatekt.
Gran-Cord-Sill-Gneisen
(Kreuzgürtel/X-Max.)



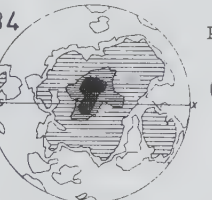
Granitmylonite
(Y-Max. $\hat{=}$ Max.I)



Mylonite aus migmat.
Bio-Plag-Gneisen
(Max. I/II)



Perlgneise
(YZ-Gürtel/Max.I/II)



Palitmylonite
(Max.I/II)

Abb. 6.3: Bevorzugte Quarz-Gitterregelungen in einzelnen Mylonitzonen mit statischer bzw. dynamischer Rekristallisation (Nr. links oben sind identisch mit Nr. der Tab. I: Fundorte und der Tab.II: statische Parameter).

entsprechen. Aus dem ganzen Bayerischen Wald ist jedoch bisher keine, retrograden "medium grade" Bedingungen angepaßte Paragenese bekannt geworden, so auch nicht in den in diesem Bereich empfindlichen Kalksilikatparagenesen des Passauer Waldes entlang des Aicha-Halser-Nebenpfahls (v. GUTTENBERG, 1974). Die Palitmylonite und Pfahlmylonite sind daher ebenfalls als "high grade" Zonen aufzufassen.

Unter "low grade" Bedingungen (mit Chlorit-Albit-Epidot-Parag.) wiederholt deformierte Gesteine der Pfahlzone sind durch Bruchdeformationen und Verquarzung größtenteils völlig verändert, zeigen jedoch in geschonten Randbereichen die alten Deformationsgefüge mit rekristallisierten Quarz-, Feldspat- und Biotitkörner.

6.3. Mylonitzonen mit statischer Rekristallisation

6.3.1. "Orthoblastomylonite"

Vorkommen:

Eine ca. 20m breite, dickbauchige Orthogneislinse im migmat. Gran-Cord-Sill-Gneis. Steinbruch bei Drachselsried, Bl. Lam (R: 45-7502, H: 54-4088 ; vgl. Abb. 6.4).

Der Orthoblastomylonit streicht WNW und fällt halbsteil nach NNE ein (S_{myl} : 10/50NE, X: N50W/30NW) Ein Bewegungssinn konnte weder im Gelände noch unter dem Mikroskop aus Dünnschliffuntersuchungen festgestellt werden.

Paragenese: Gran+Cord+Sill+Bi+Kf+Qz

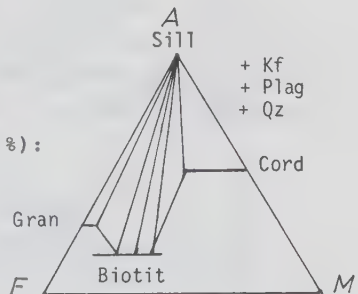
(Cordierit-Almandin)-high grade

(AFM-Diagramm, WINKLER, 1979)

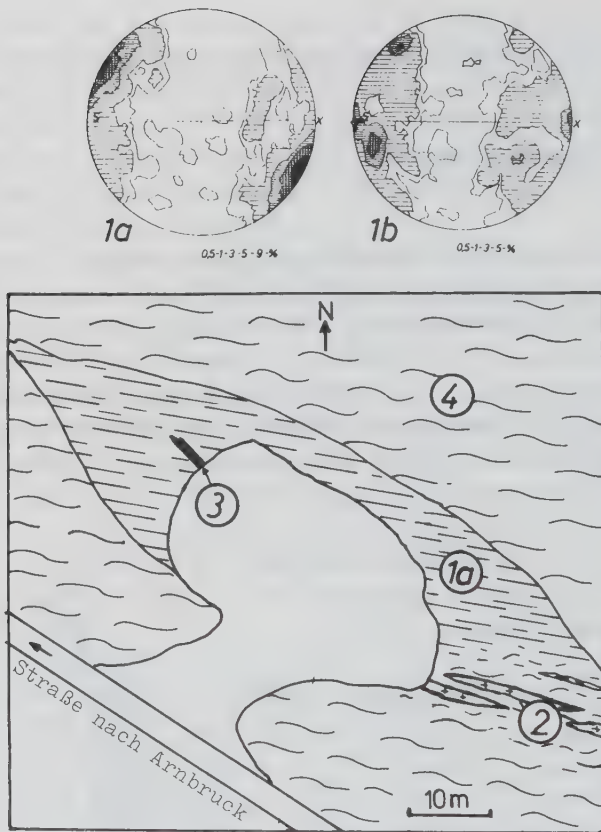
Modalanalyse des Orthogneises (Vol. %):

(FISCHER, 1966)

Qz	39.9	Sill	3.5
Kf	33.9	Bi	2.7
Plag	19.8	Gran	1.0
Acc.: Ap, Zr, Erz, Cord			



Quarze sind statisch rekristallisiert und haben im gegensatz zu Flasergraniten und Granitmyloniten dieser Umgebung (mit dynamischer Rekristallisation) größere Korngrößen innerhalb der Quarz-Feldspat-Matrix (110+50µm, Abb. 6.2a u. 4.11a). Dreier-Korngrenzen bilden öfter einen Winkel von 120°. Quarze zeigen teilweise lange Riesenkörner ("ribbon", X/Z: max. 30:1), die durch Sammelkristallisation aus Rekristallisationskörnerngebildet sind (vgl. Abb. 6.1 und Tafel IIIc). Die Regelung der Quarz C-Achsen ist als X-Max. bzw. Kleinkreis um X entwickelt (Abb. 6.3, Tab. IIa-Nr.1-2).



Karte

Abb. 6.4: Ca. 20 m breite Orthoblastomylonitlinse (1a) im migmat. Gran-Cord-Sill-Gneis (4). Steinbruch bei Drachselsried, Bl.Lam.

Orthoblastomylonite der Rundinger-Zone unterscheiden sich von Flasergraniten/Granitmyloniten dieser Umgebung durch statische Rekristallisation und durch unterschiedliche Gitterregelungen der Quarze (hier X-Max. bzw. Kleinkreis um X, Abb. 1a rechts, 1b=Orthoblastomylonit N Regen Bl. Regen, vgl. Tab 2a Nr. 1 u.2).

Der quarzreiche Pegmatitrand (2) und die jüngeren Ganggranite (3) sind von der Deformation nicht betroffen.

Der migmat. Gran-Cord-Sill-Gneis (4) ist hier stark verwittert. Einige (frische) migmat. Gran-Cord-Sill-Gneise mit schmalen Mylonitbahnen aus dieser Umgebung, sind im Kap.6.3.2 zusammengefaßt.

Sillimanit kommt in langen prismatischen Nadeln vor (Tafel IIIc). Er ist mit der Längsachse parallel X geregelt.

Biotit kommt in kurztafeligen Rekristallisationskörnern vor und zeigt gute Regelung parallel S_{myl} (s. Anhang Abb. 1-A).

Feldspäte (Plg: An=20 und Orthoklas) haben größere Korngrößen ($120+70\mu m$, vgl. Abb. 6.2a u. 4.11a) und glatte Korngrenzen der Rekristallisationskörner (Anteil der Rekristall. $\sim 70\%$).

Granate liegen als einzelne rundliche Körner in S und bilden in X-Richtung Bahnen, die aus feinen, rundlichen Einzelkörnern bestehen.

Für weitere mikroskopische Merkmale der einzelnen Minerale sowie deren Vergleich mit anderen Zonen s. Kap. 7.4.1 und Abb. 7.7. Chemische Vergleiche der Andalusit- bzw. Sillimanit-führenden granitischen Gesteine mit zunehmender Verformung s. Kap. 7.4.2.

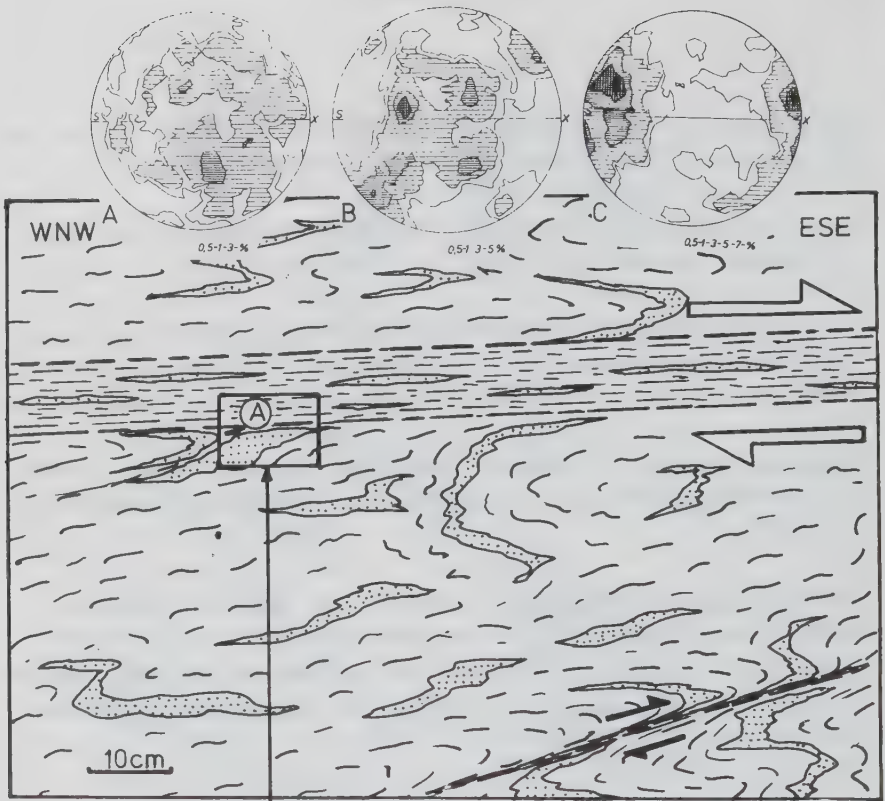
6.3.2. Mylonitzonen in metatekt. Gran-Cord-Sill-Gneisen

In den hier ausgewählten Vorkommen haben die metatekt. Gneise schmale (dm-Bereich) Bewegungszonen, die sich durch einige Unterschiede in den Mikrostrukturen (bedingt durch unterschiedlich starke Deformation) unterscheiden (vgl. Abb. 6.5).

Vorkommen:

- A: "Eck", Bl. Kötzting (R: 45-7264, H: 54-4782)
- B: "Salliz" Bl. Regen (R: 45-7982, H: 54-2884)
- C: "Ascherholz" Bl. Miltach (R: 45-5232, H: 54-4920)

Paragenese: Gran+Cord+Sill+Bio+Kf+Plg+Qz
(Cordierit-Almandin) "high grade" (WINKLER, 1979)



Profil (Ausschnitt s. Tafel IV-A)

Abb. 6.5: Metatekt. Gran-Cord-Sill-Gneis mit schmalen Bewegungsbahnen. Stbr. an der Straße Arnbruck-Eck, Bl. Kötztting. Aufschluß: In der Mylonitbahn sind sowohl leukosome (überwiegend Qz+Fsp, punktiert) als auch melanosome (überwiegend Cord+Sill+Bio) Bereiche zu flachen langen Linsen deformiert (s. Tafel IV-A). Unter dem Mikroskop: Quarze zeigen, im gegensatz zu Mylonitzonen in migmat. Bio-Plag-Gneisen dieser Umgebung, statische Rekristallisation und teilweise Bildung von flachlinsigen einzelnen Riesenkörnern ("ribbon", vgl. Abb. 6.1 u. Tafel V-B) die durch Sammelkristallisation von Alt- bzw. Rekristallisationskörnern gebildet sind. Cordierite sind stärker deformiert und rekristallisiert als Quarz (vgl. Tafel V-A). Die Quarz C-Achsenregelungen der migmat. Gran-Cord-Sill-Gneise der Rundinger Zone entwickelt sich mit zunehmender Deformation zu Kreuzgürteln, bzw. Kleinkreis um X (Abb. oben, vgl. Tab. I u. II, Nr. 16-18, Abb. im Anhang 16, 17 u. 18).

Vergleich der Quarzmikrostrukturen:

	A	B	C
X/Z- Werte der Quarzaggregate (mittelwerte)	15:1	20:1	24:1
Korndurchmesser der Rekristallisationskörner	50 µm - 6 mm (Riesenkörner durch Sammelkristallisation)		
Regelungsgrad nach WOODCOCK = LN3 (Kap. 5.2.2)	0.60	1.06	1.30

Modaler Mineralbestand (Mittelwerte aus 6 Analysen, TROLL, 1967):

Cord	: 29.3	Bio	: 17.5
Qz	: 16.8	Sill	: 14.9
Kf	: 9.5	Plg	: 5.1
Gran	: 2.1	Acc.	: 4.8
Spinell, Erz, Ap, Zr, Mus (sekundär)			

Besondere mikroskopische Merkmale der einzelnen Minerale:

Quarze bilden meist Bänder, bzw. "ribbons" (70-90%), die durch Sammelkristallisation von Alt- bzw. Rekristallisationskörnern entstanden sind (Abb. 6.1, Tafel VIb). Sie sind teilweise gitterartig gefeldert (Subkörner) und zeigen suturierte Korngrenzen (schwache wiederholte Deformation nach statischer Rekristallisation!). Mit zunehmender Verformung ($X/Z : 10:1 \rightarrow 25:1$) entwickelt sich die Regelung der Quarz C-Achsen ($A \rightarrow B \rightarrow C$) von unregelmäßig über Kreuzgürtel bis zu X-Max. (Max. VIII, Abb. 6.5, Tafel I und II Nr. 16, 17 und 18).

Cordierite zeigen in allen Zonen stärkere Deformation und Rekristallisation als Quarze (Tafel VI). Sie haben zwei unterschiedliche Bildungsgenerationen, die sich bei der Verformung unterschiedlich verhalten:

- a) Die älteren mit Sillimaniteinschlüssen gefüllten Körner (Cordierit I) zeigen syntektonische Internfaltungen.
- b) Die jüngeren, meist klaren sillimanitfreien Körner (Cordierit II) bilden teilweise zusammen mit Sillimanit und Biotit Bahnen und ummanteln, bzw. verzehren teilweise die alten Cordierit- (I) und Granatkörner. Die Verformung der Cordierite (II) in den Sillimanit-Biotitbahnen ist höher (X/Z bis zu 30:1, Rekristallisation: 90 %).

Granat bildet in X-Richtung fein verteilte rundliche bis linsige (X/Z max. 4:1) Körner (s. Tafel V B-C). Er zeigt, wie Cordierit, eine zweite Generation (Granat II), die sich durch Wachstum um die einschlußreichen, alten Granatkörner (I) bemerkbar macht. Sie sind randlich teilweise von Cordierit II resorbiert.

Feldspäte (Plagioklas_{An 20-30}, Orthoklas) sind zu flachen Linsen deformiert und bis zu 70% rekristallisiert (Tafel V-C).

Für weitere Vergleiche der Mineralmikrostrukturen s. Kap. 7.4.1 und Abb. 7.8.

6.4. Mylonitzonen mit dynamischer Rekristallisation

6.4.1 "Flasergranite"

Ausgewähltes Vorkommen:

Straßenaufschluß Agleite, 1 Km NNW Miltach Bl. Miltach
(R:45-5548, H:54-4746)

Hier kommt ein ca. 2 m breiter, flach nach NW eintauchender Flasergranitgang im Paragneis vor (Abb. 6.6).
Schwache mylonitische Schieferung und Lineation wird durch Kornregelung von stärker deformierten und rekristallisierten (50-70 %) Quarz- und Biotitkörnern (Basisflächen // S_{myl}) ausgebildet (vgl. Tafel I-A).

Die Bewegung erfolgte als Abschiebung nach NW (S_{myl} : 170/40NW, X:N50W/33NW, vgl. Abb. 7.1).

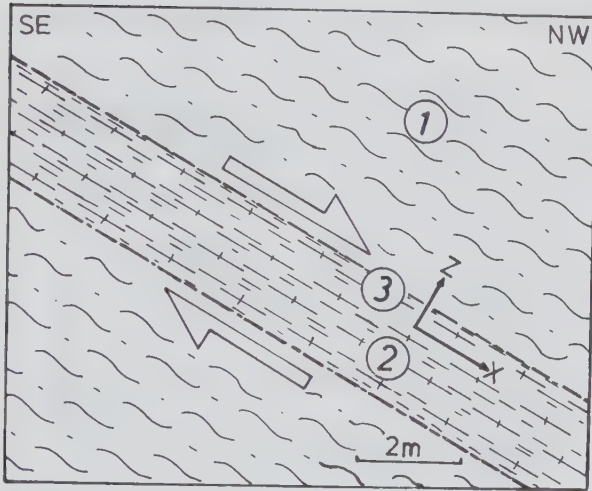
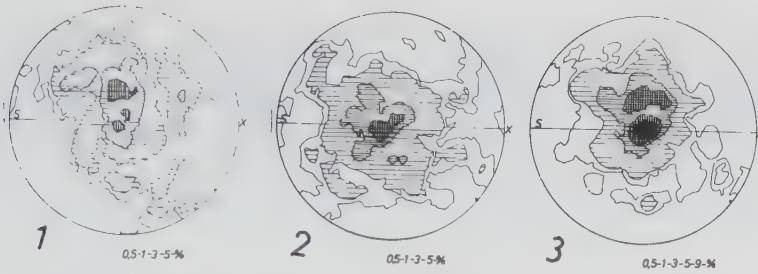
Paragenese Cord+Sill+Bi+Qu+Kf+Gran

Dies entspricht (Cordierit)-"high grade" AFM-Diagramm nach WINKLER (1979).

Mineralbestand:

Qz, Kf, Plag (An-8) Bi, Sill
Acc.: And, Cord, Ap, Zr, Erz

Quarze bilden gelegentlich flachlinsige Aggregate, bzw. "ribbons" (Tafel II-A) aus Alt- und Rekristallisationskörnern, die als Maß für die Verformung (X/Z-Verhältnisse: 12:1 → 20:1) benutzt



Profil

Abb.6.6: Ein ca. 2 m breiter Flasergranitgang (2) im Paragneis (1):

Der Flasergranit liegt nahezu konkordant im Paragneisgefüge und zeigt am Rand (3), im Kontaktbereich zum Paragneis, stärkere Mylonitisierung durch Kornverkleinerung (vgl. Gefügebilder Tafel II-A, Anhang) sowie deutlichere Regelung der Quarz C-Achsen (Abb. oben, s. Anhang Tab. I,II Nr. 11-13, u. Abb. 11, 13).

Vergleich der Quarzmikrostrukturen: 1 2 3

X/Z-Werte der Quarzaggregate (Mittelwerte)	11:1	12:1	20:1
Mittl. Korndurchmesser der Rekristallisationskörner (µm)	77+38	76+40	64+30
Regelungsgrad nach WOODCOCK = LN3 (Kap. 5.2.2)	1.43	1.25	1.73
Prozentueller Anteil der Rekristallisationskörner	50	50	70

wurden. Daraus ergibt sich, daß der Flasergranit randlich am Kontakt zum Paragneis, stärker verformt ist (s. Tab. bei Abb. 6.6). Sub- bzw. Rekristallisationskörner sind undulös und randlich suturiert (dynamische Rekristallisation, mittlere Rekristallisationskorngrößen: $76 \pm 40 \mu\text{m}$). Die Regelung der Quarz C-Achsen entwickelt sich zu Max. I mit zunehmender Verformung (Abb. 6.1 bzw. Abb. 11 und 13 im Anhang).

Feldspäte (An -8, Mikroklin) sind augenförmig zu Ellipsen deformiert und randlich rekristallisiert (vgl. Tafel II-A) .

Sillimanite als Fibrolithsträhnen oder als feine Nadeln (Tafel IVb) liegen mit der Längsachse parallel in X-Richtung (Muskovit ist posttektonisch aus Cordierit gebildet, oder pseudomorph nach Sillimanit gewachsen und bildet dessen Faser ab).

Biotite, bestehend aus Kornaggregaten, bilden teilweise zusammen mit Sillimanit die S-Flächen. Sie sind ca. zu 50 % rekristallisiert.

Andalusit (hier nur acc.) kommt in Flasergraniten in einzelnen gerundeten linsigen Körnern vor. Er ist teilweise vom Fibrolith umgeben (Umwandlung: s. Tafel III-A).

Weitere Vergleiche der Mikrostrukturen und chemischen Analysen der Flasergranite mit stärker deformierten Graniten und Orthoblastomyloniten der Rundinger Bewegungszone sind im Kap. 7.4 zusammengefaßt.

Der teilweise mitdeformierte Paragneis der Zone ist im Kap. 6.3.4 mit anderen Paragneismyloniten der Rundinger-Zone zusammen behandelt.

6.4.2 Granitmylonit

Ausgewähltes Vorkommen:

Felsen am Regenufer bei Steinklammer westl. Chamerau;
Bl. Miltach (R:45-5366, H:54-5132)

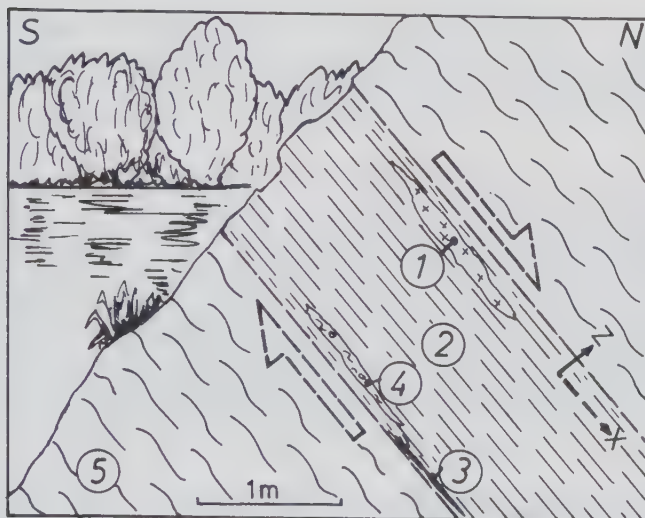
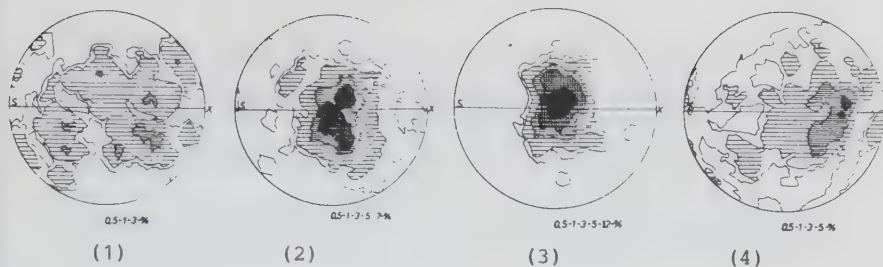


Abb. 6.7: Granitmylonitgang (2) im Cord-Sill-Gneis (5). Felsen am Regen-Ufer bei Steinklamm, Chamerau; Bl. Miltach.

Stark mylonitisierter Ganggranit mit sehr feinkörnigem Parallelgefüge (s. Tafel I-B u. II-B). Die schmale Pegmatitlinse (1) ist von der Deformation nicht betroffen; eine schmale Paragneislinse (4) zeigt dagegen perlgneisartiges Deformationsgefüge (vgl. Kap. 6.4.4). Eine schmale Quarz- und Sillimanit-reiche Randpartie (3) zeigt höhere Verformung, sowie sehr gute Regelung der Quarz C-Achsen (Abb. oben, vgl. Tab. I u. II Nr. 7-10, Abb. 7-10).

Vergleich der Quarzmikrostrukturen:

	1	2	3	4
X/Z-Werte der Quarzaggregate (Mittelwerte)	2:1	15:1	30:1	5:1
Mittl. Korndurchmesser der Rekristallisationskörner (µm)	160 ₊₅₈	44 ₊₁₆	40 ₊₁₄	113 ₊₅₅
Regelungsgrad nach WOODCOCK = LN3 (Kap. 5.2.2)	0.83	1.96	2.86	1.04
Prozentueller Anteil der Rekristallisationskörner (%)	5	90	90	20

Hier kommt ein ca. 1,5 m breiter Granitmylonitgang im Paragneis vor. Er ist stark mylonitisiert und zeigt sehr feinkörniges Parallelgefüge (Tafel I-B). Er streicht E-W und fällt halbsteil nach N ein (S_{myl} : 180/50N, X: N46W/40NW).

Der Bewegungssinn konnte hier als Abschiebung nach NW mikroskopisch festgestellt werden.

Eine ca. 10 cm breite Pegmatitlinse ist von der Deformation nicht betroffen; eine vergleichbar schmale Paragneislinse ist dagegen mitdeformiert (Abb. 6.7, Nr. 4).

Paragenese und Mineralbestand der Zone entsprechen dem Flasergranit (ohne Andalusit, vgl. Kap. 6.4.1). Die stärkere Verformung der Zone macht sich im Korngefüge der einzelnen Minerale bemerkbar. Zum größten Teil rekristallisierte Quarze (90 %) kommen meist mit Feldspatrekristallisationskörnern zusammen vor und haben wie in Flasergraniten suturierte Korngrenzen (dynamische Rekristallisation, vgl. Abb. 6.2, Tafel II-B). Korngrößen der Rekristallisationskörner (44 μm) sind im Gegensatz zu Flasergraniten (76 μm) deutlich kleiner.

Feldspäte (Plagioklas An-15 und Mikroklin) sind, außer einigen Augen (bestehend aus Altkörnern: max. 5 mm), zum größten Teil rekristallisiert (80 %) und haben gleiche Korngrößen wie die Quarzrekristallisate.

Biotit kommt in kleinen, einzelnen Rekristallisationskörnern, (50 μm) mit der Basisfläche stark in S geregelt vor.

Sillimanite sind als lange dünne Nadeln ausgebildet und sind mit der Längsachse parallel X geregelt (Tafel III-B).

Cordierite sind als einzelne Körner zu flachen Linsen deformiert (hier sekundär völlig in Muskowit und Pinit umgewandelt). Sie zeigen teilweise schwache randliche Rekristallisation.

Für weitere Vergleiche der Mikrostrukturen der Zone s. Kap. 7.4.1 bzw. 7.4.2 (chemische Vergleiche).

6.4.3. Mylonitzonen in migmatischen Bio-Plag-Gneisen

Migmatische Bio-Plag-Gneise N der Pfahlzone unterscheiden sich von den N der Pfahlzone stark verbreiteten Myloniten in metatektischen Gran-Cord-Sill-Gneisen (mit statischer Rekristallisation) durch folgende Merkmale:

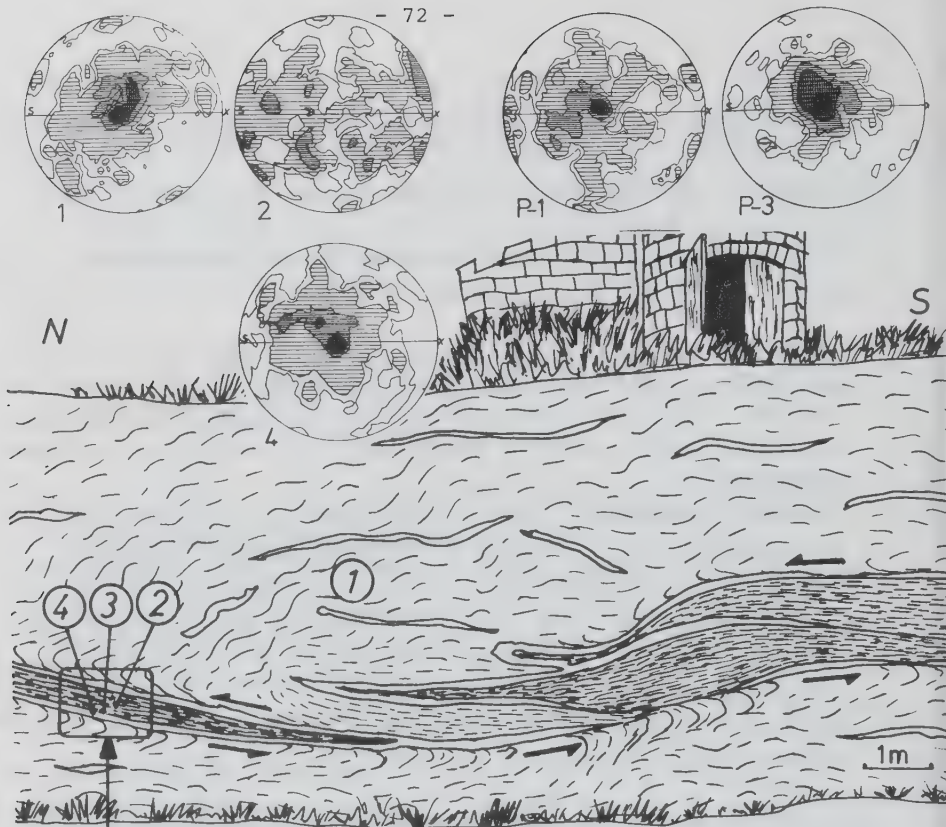
- geringere (akkzessorisch) Granat- Cordierit- und Sillimanitgehalte, sowie höhere Plagioklas- und Quarzgehalte.
- stärkere Homogenisierung, sowie bessere Trennung von Leukosom/ Melanosom
- niedrigere Temperaturen (noch "high-grade") während der Mylonitisierung. Diese wird durch Plagioklas-Deformation deutlich: im metatekt. Gran-Cord-Sill-Gneisen werden sie zu flachlinsigen Ellipsen deformiert und sind stärker rekristallisiert, während sie sich in migmatischen Bio-Plag-Gneisen als Härtlinge erweisen und als groblinsig gerundete und randlich rekristallisierte Körner vorkommen (während die Quarze in beiden nahezu gleiche Verformung zeigt).

Die hier ausgewählten zwei Vorkommen haben identischen Mineralbestand und Paragenese, sie unterscheiden sich durch die unterschiedlich breit ausgebildeten Mylonitzonen (1: ca.60cm, 2: 4cm), sowie durch unterschiedlich starke Verformung der Minerale (s. Tab. bei Abb. 6.8 unten).

Vorkommen:

- 1: Migmatische Bio-Plg-Gneis mit einer ca.60 cm breiten Mylonitbahn (Abb. 6.8). Stbr. bei Gehmannsberg, Bl. Unterfrauenau (R: 45-8990, H: 54-2428).
- 2: Migmatische Bio-Plg-Gneis mit einer ca.4 cm breiten Mylonitbahn (Abb. 3.7). Stbr. bei Poschetsried, Bl. Regen (R: 45-8590, H: 54-2577).

Paragenese: Bio+Kf+Plg+Qz (+Gran+Sill+Cord)
("Cordierit"-Almandin)-"high grade" (WINKLER, 1979).



(Ausschnitt: s. Tafel IV-B)

Abb. 6.8: "Gleitbrettverformung" (FISCHER, 1966), Steinbruch N Gehmannsberg, Bl. Unterfrauenau.

Ein bis zu 2 m breite variierende Mylonitzone durchsetzt migmatisches Gneisgefüge (1). Die Mylonitzone ist von ca. 10 cm breitem "Pegmatitrand" (4) umgeben. Der Pegmatitrand zeigt am Kontakt zur Mylonitzone stärkere Verformung. Die Entwicklung der Quarz C-Achsen zu Kleinkreis bzw. X-Max. in stark verformten Bereichen der Zone (2, 3) ist undeutlich. In der stärker verformten, schmalen Mylonitzone bei Poschetsried (P 1-3, vgl. Abb. 3.7) ist die Entwicklung der Regelung zu Max. I (Y-Max.) deutlicher (vgl. Abb. im Anhang 25-27). Pegmatitrand der Zone (Abb. oben) zeigt in stark verformten Bereichen ein schwache Max. I Regelung (vgl. Abb. im Anhang 23, bzw. 20-24).

Vergleich der Quarz-Mikrostrukturen	GEHMANNSBERG				POSCHETSRIED		
	1	2	3	4	P-1	P-2	P-3
X/Z-Werte der Quarzaggregate	3:1	5:1	10:1	13:1	4:1	12:1	20:1
Mittl. Korndurchmesser der Rekristall. (µm)	56±20		50±17	31±10	129±59	69±30	49±15
Regelungsgrad nach WOODCOCK=LN3 (Kap.5.2.2)	1.34	0.58	0.92	1.29	1.01	1.17	2.01
Prozent. Anteil der Rekristallisationskörner(%)	~10	~40	~70	~90	~40	~70	~85

Modaler Mineralbestand (Mittelwerte Zone 1 + 2)

Quarz	: 30.6	Biotit	: 15.8
Plagioklas	: 38.7	Granat	: 0.4
Kalifeldspat	: 13.7	Acc.	: 0.8 (Ap,Zr,Erz,Sill,Cord)

Pegmatitränder (vgl. Abb. 6.8 und Tafel IV-B im Anhang) haben geringere Biotit- und Plagioklas- und höhere Kalifeldspat- und Quarzgehalte, sowie Sillimanite als einzelne Nadeln. Muskovite liegen pseudomorph nach Sillimanit vor. Cordierite kommen hier als einzelne stark verwitterte (völlig in Muskovit und Pinit umgewandelt) Körner vor.

Besondere Mikroskopische Merkmale der einzelnen Minerale:
(vgl. Abb. 6.8 und Tafel IV-B, VI-A,-B im Anhang)

Quarze zeigen undulöse Auslöschung, Subkornbildung und dynamische Rekristallisation. Prozentueller Anteil der Rekristallisation im Nebengestein von 10% bis max. 70% in der Mylonitzone (Zone 2: 85%). Regelung der Quarz C-Achsen im Nebengestein ist zu Max. I/II (mit YZ-Gürtel Tendenz) entwickelt, in der Mylonitzone (Zone 1) ist die Regelung nicht eindeutig, ein eventueller Pseudozweigürtel ist mehr zufällig, dafür spricht die geringe Verformung. In den stärker verformten Bereichen der Zone 2 ist eine Max. I Regelung deutlich ausgebildet (Abb. 6.8, Regelungsdiagramme s. Abb. 20-24 u. 25-27 im Anhang).

Plagioklase (An: 20-28) kommen in der Mylonitbahn als groblinsig gerundete Körner vor. Sie sind randlich rekristallisiert (bis zu 20%). Die Feldspatrekristallisate bilden teilweise zusammen mit Quarz- und Biotit-Rekristallisaten (mosaikartig) die Zwischenmasse.

Kalifeldspäte kommen meist als Mikrokline vor. Sie werden mit zunehmender Verformung zu flachen Linsen deformiert und zeigen gebogene Mikroklingitterung. Sie sind stärker rekristallisiert (über 30%) als Plagioklas.

Biotite zeigen mit zunehmender Verformung eine Kornverkleinerung sowie bessere Regelung mit der Basisfläche parallel S_{myl} . In der Zone 1 ist jedoch die Regelung wegen der geringeren Verformung

schwach entwickelt (Abb.21a). In der Zone 2 ist die Regelung wie bei den Orthoblastomyloniten, stärker entwickelt (s. Abb.1a).

Für weitere Vergleiche der Mikrostrukturen s. Abb. 7.7, Kap.7.4.

6.4.4. Perlgneise südlich der Pfahlzone

S der Pfahlzone besonders im mittleren Teil des Vorderen Bayerischen Waldes weit verbreitete Perlgneise (Areal, Abb. 1.1), streichen mit der S_{myl} -Flächen E-W bis WNW-ESE und fallen halbsteil nach N bis NNE ein (Abb. 7.2d).

In den Mikrostrukturen zeigen sie keine großen Unterschiede zu den migmat. Bio-Plag-Gneisen N der Pfahlzone. Sie machen sich durch bessere Homogenität des Gesteinsgefüge bemerkbar, und zeichnen sich vor allem durch perlige Feldspatblasten (überwiegend Plagioklas) aus.

Nach FISCHER (1959) sowie nach BEHR et al. (1980) beruht die Homogenisierung der Perlgneise auf "mechanischer Durchmischung" während der mylonitischen Beanspruchung unter Hochtemperatur-Bedingungen. Reliktische Gran-Cord-Sill-Gneise weisen auf die Ausgangsgesteine hin.

In der Nähe der Hauptstörungslinien zeigen die Perlgneise leicht zunehmende Verformung und Bildung von schmalen (cm bis dm) Mylonitzonen mit höherer Verformung.

Ausgewählte Vorkommen:

1: Perlgneisaufschluß im Stbr. Laschinger bei Padling (Abb.6.9)
Bl. Schöfweg (R: 45-8636, H: 54-1310).

2: Perlgneisaufschluß mit schmalen und stärker deformierten Zonen. Stbr. bei Halbmeile, Bl. Deggendorf (R: 45-7134, H: 54-2578).

Paragenese: Bio+Plag+Qz+Gran+Cord+Sill
(Cordierit-Almandin) "high grade"

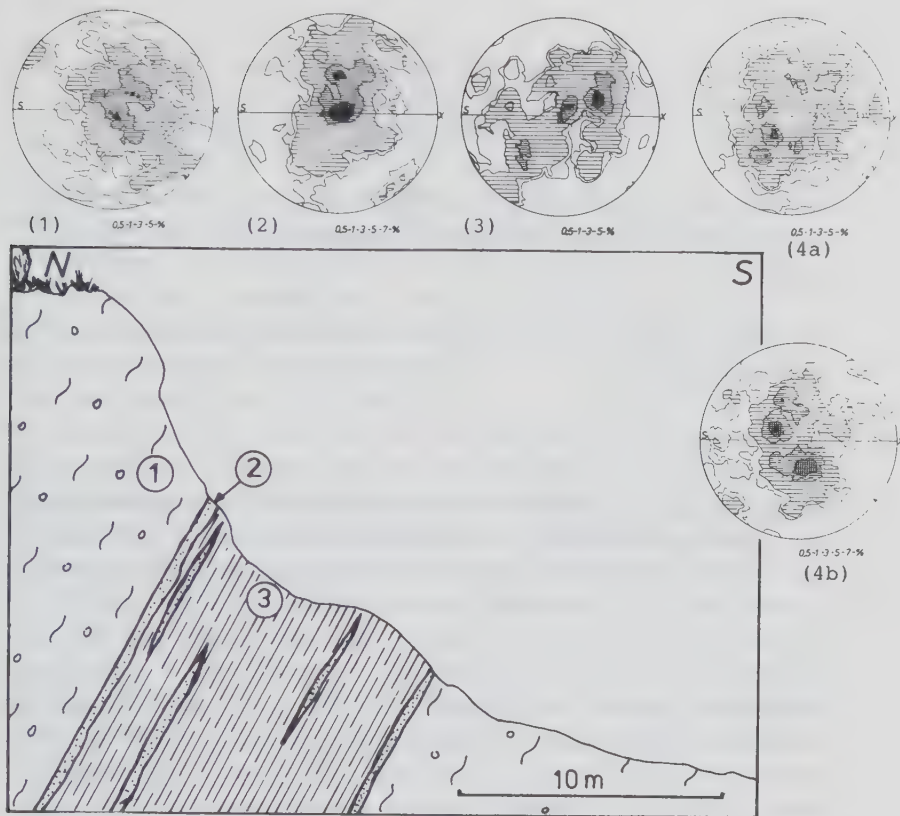


Abb. 6.9: Ein für den mittleren Vorderen Bayerischen Wald typischer Perlgnisaufschluß. Der Perlgneis (1) schließt einen ca. 10m breiten, von Flasergranit (2) begleiteten, Quarz-Glimmerdiorit-Gang (3) ein. Stbr. Laschinger bei Padling Bl. Schöfweg.

Perlgnese haben granit- bis flasergranitähnliches, homogenes Gefüge mit rundlichen Feldspatkörnern (s. Tafel VI -C). Sie zeigen schwache Deformation durch Kornregelung von Biotit und Quarz. Stärker deformierte Bereiche wie schmale Mylonitbahnen häufen sich besonders unmittelbar nahe der Pfahlstörung. Perlgneisprobe (4) mit zwei cm breiter Mylonitbahn (4b) stammt aus der Nähe des Donaurandbruchs.

Quarz C-Achsen haben deutlichere Max. I/II bis YZ-Gürtel Regelungen in biotitarmem Flasergranit (2) und stärker deformierte Bahnen im Perlgneis (4b, Abb. oben, vgl. Anhang: Tab. I u. II Nr. 28-32).

Vergleich der Quarzmikrostrukturen: 1 2 3 4a 4b

X/Z-Werte der Quarzaggregate (Mittelwerte)	1	2	3	4a	4b
Mittl. Korndurchmesser der Rekristallisationskörner (µm)	111±56	109±39	32±10	99±52	75±35
Regelungsgrad nach WOODCOCK = LN3 (Kap. 5.2.2)	1.20	1.51	1.18	1.11	1.32
Prozentueller Anteil der Rekristallisationskörner (%)	~50	~70	~60	~50	~80

Cordierit und Granat sind nur als Einzelkörner vertreten, sie stellen jedoch ebenso wie filzig ausgebildeter Sillimanit (Fibrolith) die stabilen Phasen dar.

Die Verformung der Perlgneise entspricht etwa der der migmat. Bio-Plag-Gneise N der Pfahlzone (Ausgangsgneise der Mylonit-zonen, s. Kap. 6.4.3.).

Besondere mikroskopische Merkmale einzelner Minerale:
(vgl. Abb. 6.9)

Die schwache Verformung der Perlgneisespiegelt sich in der Entwicklung der Mikrostrukturen einzelner Minerale wieder. Quarze zeigen undulöse Auslöschung, Subkornbildung und dynamische Rekristallisation. Korngrenzen der Altkörner sind suturiert. Anteil der Rekristallisation variiert zwischen 35 u. 70%. Im Gegensatz zur schwachen Verformung ist die Regelung der Quarz C-Achsen zu Max.I/II (mit YZ-Gürtel-Tendenz) deutlich. Plagioklase (An: 25-30) kommen als hypidiomorphe bis gerundete und größere (1.5 - 3 mm) Körner vor. Sie sind von der Deformation kaum betroffen. Sie haben meist glatte Korngrenzen, und werden von Quarz- und Biotitkörnern umflossen. Einige Körner zeigen gebogene Albitlamellen (vgl. Tafel VI-C). Cordierit kommt im einzelnen groblinsig verformten Altkörner vor.

Die Verformung und die Mikrostrukturen einzelner Minerale in schmalen und stärker deformierten Bahnen (Zone 2) entspricht der von Mylonitzonen in migmat. Bio-Plag-Gneisen (Kap. 6.4.3). Die Regelung der Quarz C-Achsen zeigt im Gegensatz zu oben erwähnten Mylonitzonen eine Verstärkung der Max. I/II-Regelung (Abb. 6.9).

Die Mikrostrukturen der untersuchten Perlgneise sind charakteristisch für die Perlgneise des gesamten Bayerischen Waldes wie der Vergleich mit Mikrofotos in den Arbeiten von LIST (1958), GRIEBEL (1966), MASCH (1966), OTT (1968), BEHR et al. (1980) und BEER (1981) zeigt.

Für weitere Vergleiche der Mikrostrukturen s. Abb. 7.8 sowie Kap. 7.4.

6.4.5. Palitmylonite

Palite (s. Abb. 1.1) kommen hauptsächlich unmittelbar S des Pfahls als max. 6 km breiter Streifen vor, der sich ab der Blattgrenze "Regen/Unterfrauenau nach SE zieht. Sie sind metablastische, diatektische und palingene Mischgesteine aus granitisch- granodioritischen bzw. syenitischem Material mit kalifeldspatreichen Mobilisaten bzw. Kalifeldspat Megablasten (TROLL, 1967; STEINER, 1968, 1969; CHRISTINAS, 1982).

Palite sind von Pfahl- und Nebenpfahlbewegungen örtlich bis zu Ultramyloniten (Pfahlschiefer) deformiert. In den schmalen Nebenpfahlzonen ist das ursprüngliche Gesteinsgefüge in schwach deformierten Randbereichen der Zone zu erkennen.

Ausgewähltes Vorkommen:

Ein ca. 30 m breiter, zusammengesetzter, inhomogen deformierter Palit (s. Abb. 6.10) bei Buchberg, Bl.Freyung (R: 46-1035; H: 54-0932).

Paragenese: Bi+Kf+Plag+Qz+Hbl

Modaler Mineralbestand:

(völlig undeformierte Ausgangsgesteine sind am Kontakt zur Mylonitzone nicht aufgeschlossen)

Qz	: 16.7	Bi	: 19.8
Kf	: 31.5	Acc	: 2.6 (Ap, Zr, Erz, Hbl, Tit)
Plg	: 29.4		

Besondere mikroskopische Merkmale einzelner Minerale:

(vgl. Abb. 6.10, Tafel VII u. VIII-A).

Quarze zeigen in schwach verformten Randbereichen gitterartige Subkornbildung und randliche Rekristallisation (vgl. Abb.4.9).

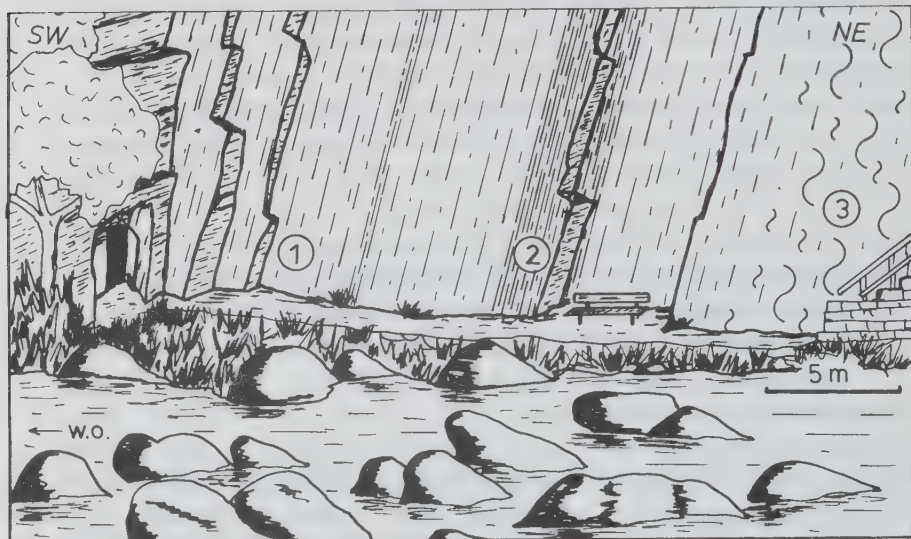
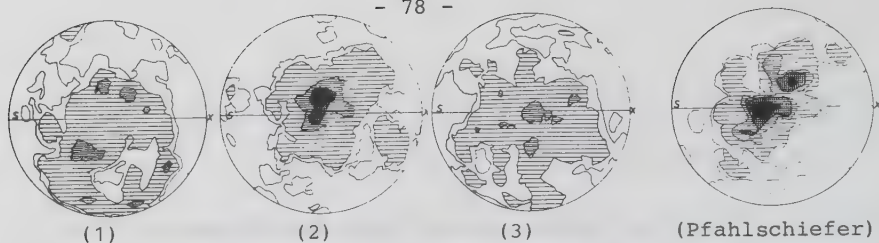


Abb. 6.10: Palite der Pfahlzone bei Buchberg (kurzer Tunnel links führt zur Buchberger Mühle), Bl. Freyung.

Durch Nebenpfahl-Bewegungen mylonitisierte (Breite ca. 30 m) Mylonitzone zeigt unterschiedlich starke Verformung im dm Bereich (hier vereinfacht dargestellt, starker verformte Bereiche sind enger gestrichelt, "2"). Nichtdeformiertes Ausgangsgestein ist nicht vorhanden. Leicht deformierte Randbereiche (1 u. 3) zeigen mit Riesenfeldspäten (dm Bereich) das ursprüngliche Palitgefüge deutlich (vgl. Anhang Tafel VII-A). Stark verformte Bereiche der Zone (2) zeigen sehr feinkörnige Parallelgefüge (Pfahlschiefer-ähnlich (vgl. Tafel VII-C und IX-A)).

Stärkere Verformung im Korngefüge, durch Kornregelung und Kornverkleinerung, macht sich in der Entwicklung der Quarz C-Achsen zu Max. I (im Gegensatz zu Granitmyloniten der Rundinger-Zone) nicht deutlich bemerkbar (Abb. oben vgl. Tafel I u. II Nr. 33-35 sowie Abb. 33-35 im Anhang).

Vergleich der Quarzmikrostrukturen:	3	1	2	Pfahl-schiefer
X/Z-Werte der Quarzaggregate (Mittelwerte)	3:1	9:1	40:1	150:1
Korndurchmesser der Rekristallisationskörner (µm)	56±19	45±17	37±12	17±10
Regelungsgrad nach WOODCOCK=LN3 (Kap. 5.2.2)	0.81	0.84	1.18	2.10
Prozentueller Anteil der Rekristallisationskörner (%)	45	90	100	100

In stark verformten Bereichen sind sie völlig rekristallisiert und bilden Bänder "ribbon", die völlig aus Rekristallisationskornaggregaten bestehen ($X/Z = 45:1$). Entwicklung der Quarz C-Achsen mit zunehmender Verformung zu Max. I/II-Regelung ist festzustellen (Abb. 6.10 oben, vgl. auch Tab. II Nr. 33-35 und Abb. 33-35).

Feldspäte (Plag-An: 25-35, und Mikroklin) sind gebogen, geknickt, rekristallisiert und teilweise durch Bruch getrennt. In stark verformten Teilbereichen nimmt die Korngröße der Altkörner rapide ab.

Die Altkornreste sind durch randliche Rekristallisation (teilweise Bruchtrennung) und gleichzeitige Drehung um die eigene Achse in Richtung der Bewegung (Bewegungssinn, vgl. Abb. 3.8 u. Tafel VII-B), gerundet. Sehr feinkörnige ($10\text{ }\mu\text{m}$), länglich ausgebildete und stark verzahnte Rekristallisationskörner bilden zusammen mit Altkornresten in S ausgeschwanzte Bänder. Sie lassen eine Regelung erkennen. In stark verformten Bereichen der Zone werden die Feldspat-Augen (Altkornkern und Rekristallisationskornschleifen) sehr stark verflacht (Übergang zu Pfahlschiefern, vgl. Tafel VII-C u. IX-A).

Biotite werden in schwach verformten Bereichen gebogen, geknickt und sind randlich rekristallisiert. Die Schlepprichtungen der Rekristallisationskörner zeigen, wie bei Feldspäten, die Bewegungsrichtung deutlich. In stark verformten Bereichen sind sie als feine Schuppen völlig rekristallisiert und straff S_{myl} geregelt ((001) -Flächen parallel S_{myl}).

6.4.6 Pfahlschiefer und Kataklasite

Gesteine der Pfahlzone (vgl. Abb. 1.1) sind vor allem durch intensive, wiederholte Deformation zu verschiedenen Zeiten und in unterschiedlichen PT-Niveaus gekennzeichnet.

Die schon früher bei höheren Temperaturen (meist mit "Bio-Plag-Kf-Qz-Hbl"-Paragenesen) deformierten und unterschiedlich stark mylonitisierten Gesteine sind von jüngeren Bewegungen (mit Qz+Ab+Ep-Paragenesen) und Verquarzung (Fiederspaltensystem, HOFMANN, 1962) teilweise völlig überprägt.

Hauptsächlich können die deformierten Gesteine der Pfahlzone in zwei Bewegungsphasen (ältere Hoch-PT-Mylonite sowie jüngere Nieder-PT-Mylonite bzw. Kataklasite) eingeordnet werden. Die Unterschiede sind umso deutlicher zu erkennen, je frischer das Gestein erhalten ist (wie bei Vorkommen 4, Tiefbohrung Grafenau s. unten).

Ausgewählte Vorkommen:

- 1: Ein ca. 25 m breite stark mylonitisierter (Ultramylonit bzw. Pfahlschiefer) Diatexit der Pfahlzone, bei Reschbach E-Werk, Bl. Freyung (R: 46-1168; H: 54-1024).
- 2: Schwach deformierter kristallgranit-ähnlicher Palit mit schmalen Kataklasitbahnen, Buchberger-Leite, Bl. Freyung (R: 46-1078; H: 54-1018).
- 3: Proben aus der, ca. 400 m breiten, stark verquarzten (teilweise mit Chlorit- und Epidot-Klüften) und bruchdeformierten Pfahlzone, N Wolfstein, Bl. Freyung (R: 46-1038, H: 54-0978)
4. Bohrkernproben aus der Tiefbohrung Grafenau (500 m) mit unterschiedlich stark deformierten bzw. mylonitisierten Zonen (einige mm bis mehrere m breit). Bl. Grafenau (R: 46-0256; H: 54-1392).

Besondere mikroskopische Merkmale:

Ältere Mylonite mit Bio+Kf+Plg+Qz+Hbl-Paragenesen sind ähnlich deformiert und rekristallisiert wie die Palitmylonite (Kap. 6.4.5). Sie zeigen zonenweise stärkere Kornverkleinerung und straffe Regelung des Korngefüges (Ultramylonite bzw. "Pfahlschiefer" s. Tafel IX-A) bedingt durch stärkere Verformung (X/Z der Quarzkornaggregate max. 150:1).

In stark deformierten Bereichen sind die Quarze völlig dynamisch rekristallisiert, haben sehr geringe Korngrößen ($17+10\mu\text{m}$, vgl. Tab. bei Abb. 6.10, sowie Abb. 4.11-c), und zeigen schiefe Max. I/II bzw. YZ-Gürtel Regelung (vgl. Anhang Abb.38, 41).

Feldspat-Altkörner werden mit zunehmender Verformung durch dynamische Rekristallisation sowie durch Bruchtrennung entlang der Spaltflächen vollständig deformiert, bzw. aufgezehrt (vgl. Tafel IX-A).

Biotite kommen in stark verformten Bereichen als feine Rekristallite vor. Sie zeigen sehr gute Regelung mit den Basisflächen parallel S, und geben dem Mylonit ein glimmerschieferähnliches Gefüge (Pfahlschiefer, vgl. Tafel. IX-A).

Jüngere Deformationsphasen mit Chl+Ab+Ep+Qz-Paragenesen haben in Kernbereichen der Pfahlzone (ca. 400m breite Streifen) die Gesteinsmassen intensiv überprägt. Die Bewegungen sind als wiederholte Bruchdeformationen während der Kluftmineralisation zu definieren, ältere Mylonite sind teilweise bis zur Unkenntlichkeit deformiert und umkristallisiert (Umwandlung von Biotit und Feldspäten in Chlorit und Muskovit bzw Serizit).

Unterschiedliche Phasen der Bruchdeformation in Kleinbereichen sind durch die Körnigkeit voneinander zu unterscheiden (je feinkörniger die Bruchmasse, umso älter die Phase; vgl. Tafel VIII-B, IX-B u. -C).

7. Zusammenfassende Interpretation der einzelnen Ergebnisse

7.1 Kinematik der Zonen

Der relativ komplizierte tektonische Bau des Moldanubikums im Bayerischen Wald kann unter Berücksichtigung der bisherigen Arbeiten (FISCHER, 1939-A, -B; FISCHER & TROLL, 1973; STETTNER, 1971, 1972, 1973; SCHREYER, 1976; BEHR, 1978; BEHR et al., 1980; BEER, 1981), sowie der eigenen Messungen und Beobachtungen synoptisch dargestellt werden.

Ein vereinfachtes Profil (Abb. 7.1) quer durch den mittleren Teil des Untersuchungsgebietes, vom Hinteren Bayerischen Wald bis zum Donaurandbruch, zeigt eine Einteilung in tektonische Teilbereiche. Gebiete mit vorherrschendem isoklinalem Faltenbau im NE sind von solchen mit überwiegenden duktilen Bewegungszonen, im mittleren Teil und im SW, getrennt.

Die relativ scharf abgegrenzten Mylonite der Rundinger-Zone, mit sowohl dynamischer als auch statischer Rekristallisation, (Granitmylonite, "Orthoblastomylonite", Paragneismylonite) überscheren mit NW-SE bis E-W streichenden und N bis NE einfallenden S_{myl} -Flächen und Lineargefüge subparallel das umgebende Gneisgefüge (Abb. 7.2).

Die schmalen Mylonitzonen zwischen Rundinger-Zone, Pfahlzone, und Donaurandbruch, sowie Perlgneise S der Pfahlzone, streichen mit ihrem S_{myl} -Flächen und Lineargefüge herzynisch und fallen flach bis steil nach NE ein. Mylonite des Bayerischen Pfahls und des Donaurandbruchs, bzw. vom Aicha-Halser-Nebenpfahl, streichen gleichfalls herzynisch, sie stehen vertikal bzw. fallen steil nach NE ein. Die jüngsten Bewegungen (meist Bruchtektonik) im ganzen Untersuchungsgebiet zeigen unterschiedliche Orientierung und fast immer Diskordanz zum Gefüge des Muttergesteins (Abb. 7.2c).

Mylonite der Gruppe 2 nördlich der Pfahlzone zeigen im allg. eine Abschiebung nach NW. In der Pfahlzone und Donaurandbruch-Zone sind die älteren Bewegungen mit dextralem Sinn zuweilen durch jüngste diskordante Bruchbewegungen verstellt. Perlgneise südlich der Pfahlzone sowie Mylonite der Gruppe 1 lassen den ehemaligen Bewegungssinn nicht erkennen (Abb. 7.1).

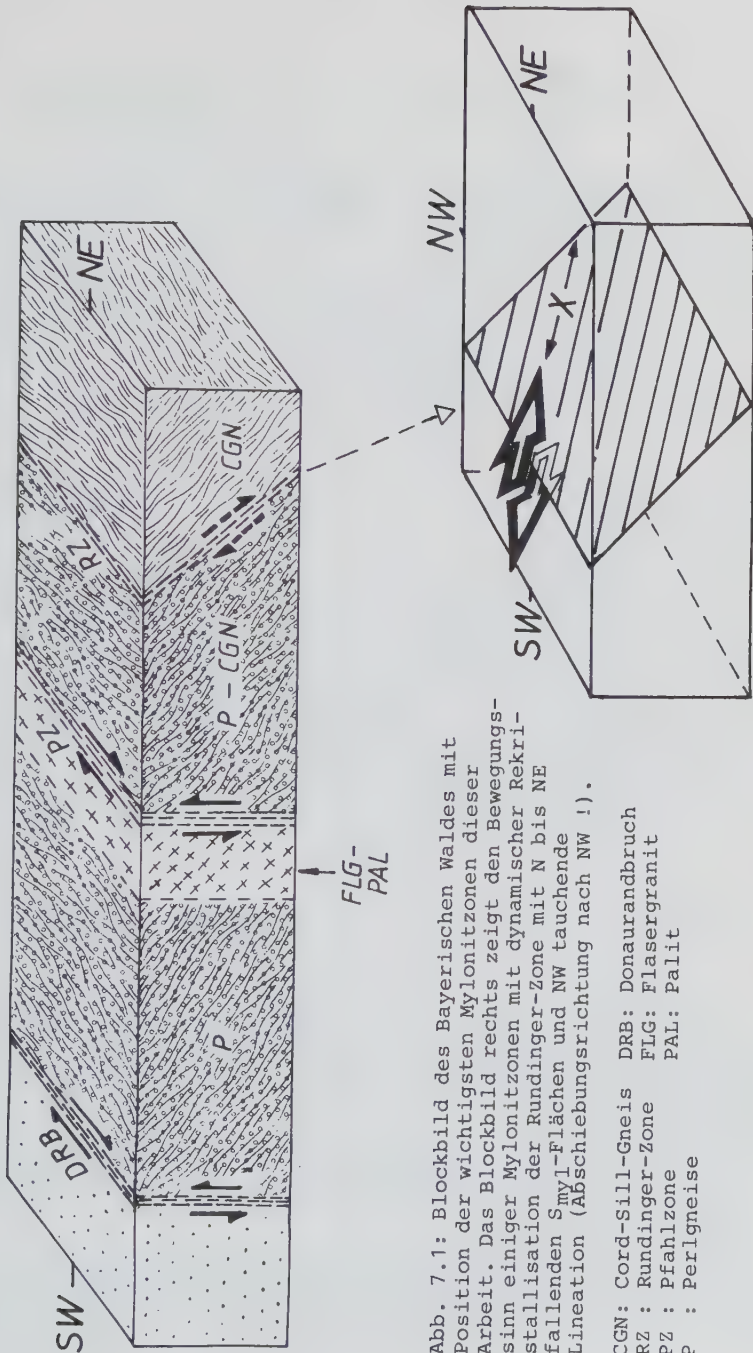


Abb. 7.1: Blockbild des Bayerischen Waldes mit Position der wichtigsten Mylonitzonen dieser Arbeit. Das Blockbild rechts zeigt den Bewegungssinn einiger Mylonitzonen mit dynamischer Rekristallisation der Rundinger-Zone mit N bis NE fallenden S_{myl} -Flächen und NW tauchende Lineation (Abschiebungsrichtung nach NW).

CGN: Cord-Sill-Gneis DRB: Donaurandbruch
RZ : Rundinger-Zone FLG: Flasergranit
PZ : Pfahlzone PAL: Palit
P : Perlgnaise

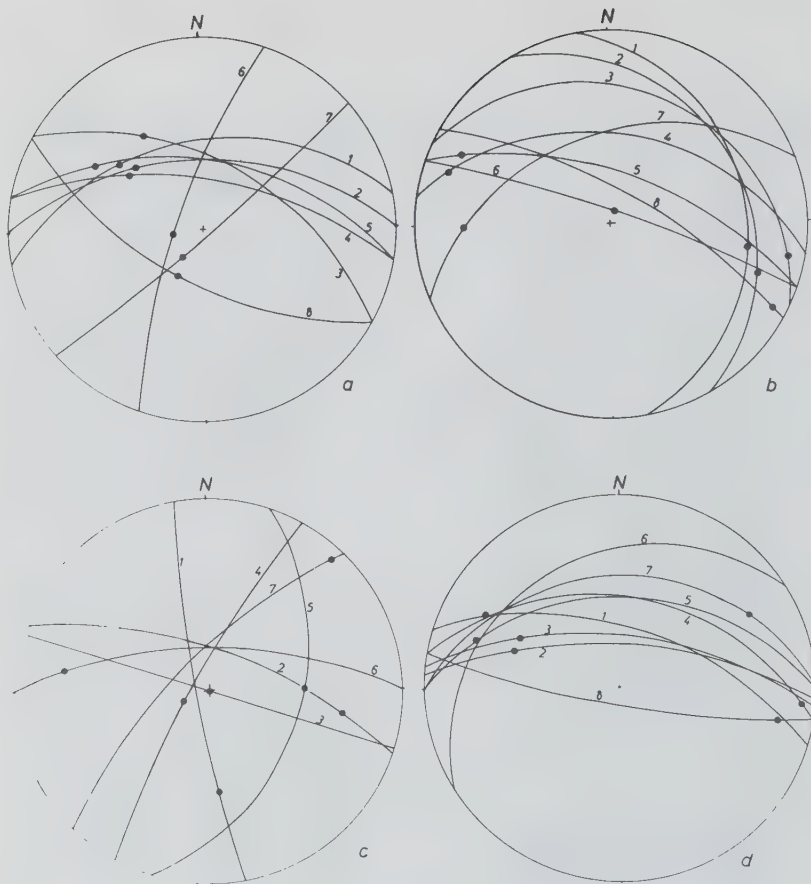


Abb. 7.2: S_{myl} -Flächen (Linien) und Pole der Lineation "X" (Punkte) der hier untersuchten Mylonitzonen (Wulfsches Netz, untere Halbkugel).

- a: Mylonite aus granitischen Gesteinen nördlich der Pfahlzone
- b: Paragneismylonite nördlich der Pfahlzone
- c: Mylonite der Pfahlzone
- d: Para- und Orthogneismylonite südlich der Pfahlzone

7.2 Verformung und deviatorische Spannungen in den Mylonitzonen

Die Verformung in den Mylonitzonen wurden aus Achsenverhältnissen von mitdeformierten Quarzkornaggregaten bestimmt (vgl. Kap. 3.3.3).

X/Z-Verhältnisse der Quarzkornaggregate in Ausgangsgesteinen, bzw. Nebengesteinen der Mylonitzonen sind etwa 3:1 - 4:1, in den Mylonitzonen werden sie mit zunehmender Mylonitisierung 20:1 - 30:1, bis max. 150:1 bei Pfahlschiefer (vgl. Kap.6.4.6).

Aus den Achsenverhältnissen (X/Y u. Y/Z), aufgetragen im FLINN-Diagramm (FLINN, 1962, Kap. 3.3.3), wurde der Typ der Verformung festgestellt (s. Kap.3.2). Abb. 7.3 stellt die Mittelwerte der Achsenverhältnisse der Quarzaggregate dar. Die Verformung aller Zonen hat sowohl eine "pure shear" als auch eine "simple shear" Komponente. Die schwach deformierten Mylonite, wie Flasergranite, Paragneismylonite und Perlgneise, sowie stark deformierte Palitmylonite der Pfahlzone und Pfahlschiefer, sind bei der Verformung von der Plättungskomponente stärker beeinflusst als die Granitmylonite und "Orthoblastomylonite" N der Pfahlzone (Rundinger-Zone). Diese liegen überwiegend im Bereich der Auslängung bzw. einfachen Scherung.

Deviatorische Spannungen wurden aus den mittl. Korngrößen der Quarz-Rekristallisationskörner bestimmt (vgl. Kap. 4.2.3.1).

Korngrößenverteilungen rekristallisierter Quarzkörner aus einigen Mylonitzonen mit dynamischer Rekristallisation, sind in der Abb. 7.4 dargestellt. Die durchschnittliche Korngröße der Rekristallisationskörner nimmt, innerhalb einer Bewegungszone, mit zunehmender Verformung ab (vgl. X/Z-Verhältnisse und Korngrößen bei Abb. 7.5).

In der Abb. 7.5 sind die berechneten deviatorischen Spannungen der Mylonitzonen mit dynamischer Rekristallisation dargestellt. Der Vergleiche der Spannungen sind halbquantitativ und nur dann möglich, wenn:

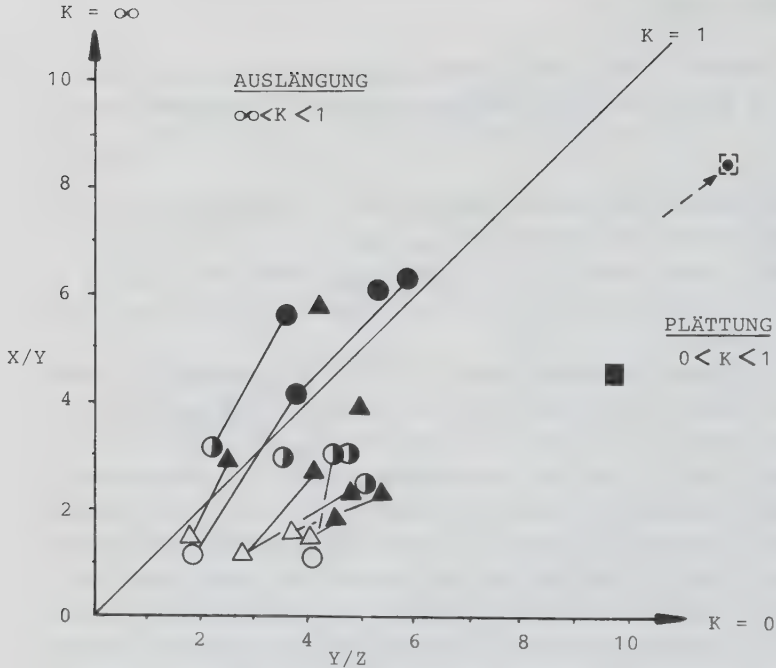


Abb. 7.3: Achsenverhältnisse der Quarzkornaggragate (Mittelwerte) eingetragen im FLINN-Diagramm (FLINN, 1962).

- Granite
- ◐ Flasergranite
- Granitmylonite, "Orthoblastomylonite"
- △ Paragneise, Perlgneise
- ▲ Paragneismylonite, Mylonite in Perlgneisen
- Palitmylonite
- ◼ Pfahlschiefer

Proben, die aus gleichem Vorkommen stammen, sind durch Linien verbunden.

- a) Vergleiche innerhalb einer Bewegungszone angestellt werden können (identischer Mineralbestand und Paragenese);
- b) Die Rekristallisation dynamisch war und nicht post-tektonisch erfolgt ist;
- c) Die Bildung der Rekristallisationskörner durch den gleichen Mechanismus erfolgt ist, z.B. durch Subkornrotation (Kap. 4.2.3-b, wie es im Arbeitsgebiet meistens der Fall ist).

Die stationären deviatorischen Spannungen ($\sigma_1 - \sigma_3 = \Delta\sigma$) liegen in den hier untersuchten Mylonitzonen zwischen 120 - 510 bar bzw. 220 - 880 bar. Innerhalb der Pfahlzone sind sie bei Pfahlschiefern am größten (max. 510, bzw. 880 bar, vgl. Abb. 7.5).

CHRISTIE & ORD (1980) haben in den Myloniten des Coyote-Gebirges bei Borrego Springs, California ähnliche Ergebnisse erzielt (160 - 760 bar). Nach KOHLSTEDT & WEATHERS (1980) liegen die Spannungen in den meisten Bewegungszone zwischen 40 - 200 MPa (400- 2000 bar).

Die ermittelten deviatorischen Spannungen liegen in dem Größenordnungsbereich der bei der experimentellen Verformung von Gesteinen bei hohen Temperaturen ermittelten Werte (NICOLAS & POIRIER, 1976), (Verformungsrate = $\dot{\epsilon} \hat{=} 10^{-5} - 10^{-7} \text{ s}^{-1}$).

Mit steigenden Spannungswerten (bei abnehmenden mittl. Korngrößen der Rekristallisationskörner) nehmen der proz. Anteil der Rekristallisationskörner, sowie der X/Z-Verhältnisse der Quarzkornaggregate zu, dabei nimmt die Standardabweichung der Rekristallisationskorngrößen ab (vgl. Abb. 7.5).

In den Zonen mit statischer Rekristallisation (vgl. Kap. 6.3) sind die Rekristallisationskörner durch Sammelkristallisation weitergewachsen und zeigen überdurchschnittliche Korngrößen (50 μm - 6 mm). Die deviatorischen Spannungen in diesen Zonen können daher aus den Korngrößen der Rekristallisationskörner nicht ermittelt werden.

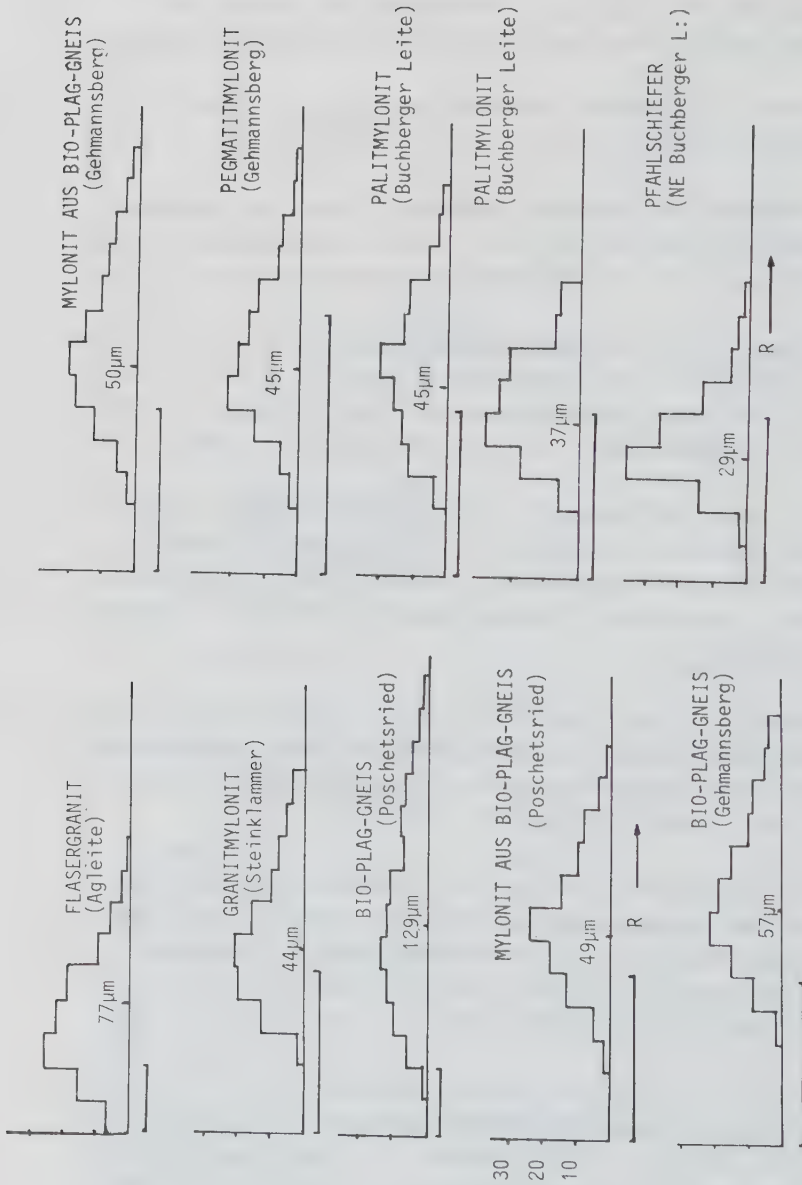


Abb. 7.4: Korngrößenverteilung der Quarz-Rekristallisationskörner aus den untersuchten Mylonitonen mit dynamischer Rekristallisation (Maßstab unten = 40 µm, Zahlen in der Mitte entsprechen jeweils mittl. Korndurchmessern, vgl. Abb. 7.5).

Zone	X/Z	mittl. Korngröße ±Standardabw. (µm)	deviatorische Spannungen (MPa)	
			MERCIER (1977)	TWISS (1977)
Flasergranit (M)	12:1	76±40	18	32
Flasergranit (R)	20:1	64±30	20	36
Paragneis (N) (vgl. Kap.6.4.1)	11:1	77±38	17	31
Granitmylonit (M)	15:1	44±16	26	46
Granitmylonit (R)	30:1	40±14	28	49
Pegmatit (E)	2:1	160±58	10	19
Paragneis (E) (vgl. Kap.6.4.2)	5:1	113±55	13	24
Paragneismyl. (M)	5:1	56±20	22	39
Paragneismyl. (R)	10:1	50±17	24	42
Pegmatitmyl. (R)	13:1	31±10	33	58
Paragneismyl. (M)	12:1	69±30	19	34
Paragneismyl. (R)	20:1	49±15	24	43
Paragneis (A) (vgl. Kap.6.4.3)	4:1	129±59	12	22
Perlgnais	3:1	111±56	13	25
Flasergranit (G)	5:1	109±39	14	25
Diorit (G)	3:1	32±10	33	57
Perlgnais (A)	3:1	99±52	15	27
Perlgnaismyl. (M) (vgl. Kap.6.4.4)	13:1	77±35	17	31
Palit (A)	3:1	56±19	22	39
Palitmylonit (R)	9:1	45±17	26	45
Palitmylonit (M) (vgl. Kap.6.4.5)	45:1	37±12	29	52
Pfahlschiefer (M) (vgl. Kap.6.4.6)	150:1	17±10	51	88

Abb. 7.5: Deviatorische Spannungswerte der Mylonitzonen mit dynamischer Rekristallisation, berechnet aus mittl. Korndurchmessern der Quarz-Rekristallisationskörner (vgl. Kap. 4.2.3.1).

(M: Mylonitzone; N: Nebengestein; A: Ausgangsgestein; R: Rand der Mylonitzone; E: Einschluß; G: Ganggestein)

7.3 Zusammenfassung der Quarz-Gitterregelungen, kinematische Interpretation der Regelungstypen

Die Verteilung der in dieser Arbeit festgestellten Quarz-Gitterregelungen bleibt im modifizierten WOODCOCK-Diagramm (WOODCOCK, 1977, vgl. Kap. 5.2.2-c, Abb. 5.5) meistens im Cluster-Feld. In Mylonitzonen mit dynamischer Rekristallisation werden sie mit zunehmender Deformation und bei höherem Quarzgehalt zu Uniaxial-Clustern (Abb. 7.6).

Die Entwicklung zu unterschiedlichen Typen der Quarz-Gitterregelungen bezüglich Verformung, Mikrostrukturen und Phasenpetrologie, ist wie folgt zusammenzufassen:

(die unten angegebenen Hauptgleitsysteme wurden experimentell sowie durch Computersimulationen ermittelt, s. Kap. 5.3 bzw. 5.4).

- 1) Max. I (Y-Max.) entwickelt sich in den Mylonitzonen mit dynamischer Rekristallisation vor allem in stärker verformten Bereichen der Zonen (besonders in quarzreicheren Teilen; vgl. Abb. im Anhang 9, 13, 27, 36, 38) von:
 - Granitmyloniten N der Pfahlzone (Rundinger-Zone, Kap.6.4.2)
 - Myloniten aus Paragneisen N der Pfahlzone (stark deform. quarzreiche Bereiche , Kap. 6.4.3)
 - Pegmatitmyloniten N der Pfahlzone (Kap. 6.4..).

Hauptgleitsystem: $(10\bar{1}0)$ in $\langle a \rangle$

- 2) Max. I/II mit YZ-Gürteltendenz sind auf schwache Verformung bei gleichzeitiger Störung durch Nachbarkörner (Feldspat und Glimmer) zurückzuführen. (Ausgangsgesteine bzw. Nebengesteine der Mylonitzonen, vgl. Abb. im Anhang 7, 8, 10-15, 20, 25, 28-31, 34, 37):
 - Bio-Plg-Gneise (Kap. 6.4.3)
 - Palitmylonite (Kap. 6.4.5)
 - Flasergranite und Perlgneise S der Pfahlzone (Kap. 6.4.1, u. 6.4.4).

Hauptgleitsystem: wie bei 1) zusätzlich $(10\bar{1}1)$ in $\langle a \rangle + \langle c \rangle$

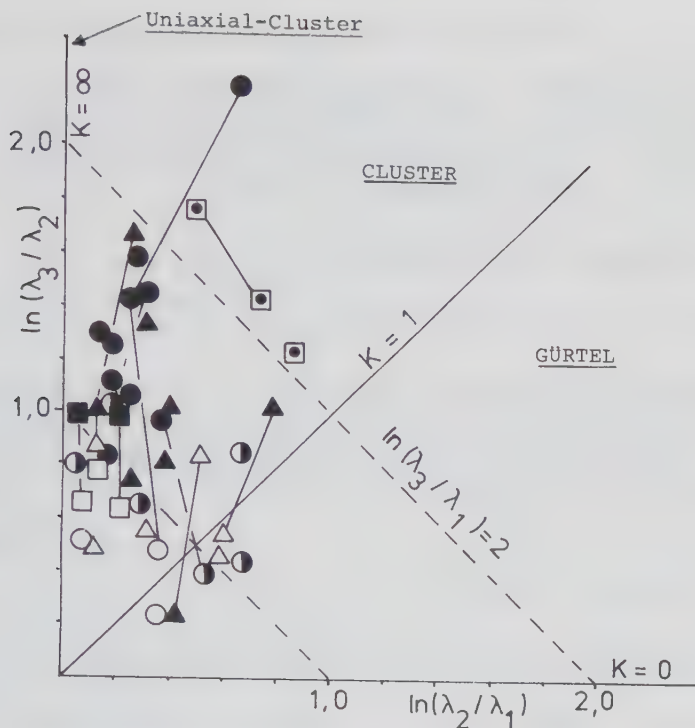


Abb. 7.6: Darstellung der Quarz C-Achsenregelungen im modifizierten WOODCOCK-Diagramm (WOODCOCK, 1977 ; vgl. Abb.5.5, Kap.5.2.2).

- Granite
- ◐ Flasergranite
- Granitmylonite, "Orthoblastomylonite"
- △ Paragneise, Perlgnese
- ▲ Paragneismylonite, Mylonite in Perlgnese
- Palite
- Palitmylonite
- ◼ Pfahlschiefer

Proben, die aus gleichen Vorkommen stammen, sind durch Linien verbunden.

- 3) Schiefe YZ-Gürtel entwickeln sich ausgehend von YZ-Gürteln, bzw. Max. I/II in wiederholt deformierten Mylonitzonen, wobei die YZ-Gürtel in die Bewegungsrichtung gekippt sind (Abb. 32, 38 u. 41 im Anhang):

-Pfahlschiefer (Ultramylonite, Kap. 6.4.6)

Hauptgleitsystem: wie bei (2)

- 4) Pseudozweigürtel wurde für eine schwach verformte Mylonitzone ermittelt, wo dynamische Rekristallisation herrschte und Max. I/II, bzw. YZ-Gürtel Regelung des Nebengesteins vorlag (Abb. 21 im Anhang):

- Mylonite aus migmatischen Bio-Plag-Gneisen N der Pfahlzone (Kap. 6.4.3)

Hauptgleitsystem: $(10\bar{1}1)$ in $\langle a \rangle + \langle c \rangle$ und (0001) in $\langle a \rangle$

- 5) Max. VIII (X-Max.) entwickelt sich in den Mylonitzonen mit statischer Rekristallisation (Abb. 1, 2, 18)

- "Orthoblastomylonite" der Rundinger-Zone (Kap. 6.3.1)

- Mylonite aus metatekt. Gran-Cord-Sill-Gneisen der Rundinger-Zone (Kap. 6.3.2)

Hauptgleitsystem: $(10\bar{1}0)$ in $\langle c \rangle$

- 6) Kreuzgürtel wurden aus statisch rekristallisierten schmalen Mylonitbahnen der metatektischen Gra-Cord-Sill-Gneise der Rundinger-Zone ermittelt (Kap. 6.3.2, Abb. 17). Zum Vergleich: Granulit, Waldviertel (Abb. 3), Gföhler Gneis (Abb. 19 im Anhang).

Hauptgleitsystem: Kombination 1), 4) u. 5)

Kinematische Interpretation der Regelungstypen:

Solange die Deformationsbedingungen sich nicht ändern, stellen die Regelungstypen, bzw. Gleitsysteme, stabile Gleichgewichtszustände dar. Wenn die Deformationsbedingungen sich geringfügig ändern (z.B. Änderung der Verformungsgeschwindigkeit, des H_2O - Partialdruckes oder der Temperatur, s. Kap. 5.3), entstehen neue Gleitsysteme innerhalb des Kristallgitters. Neugebildete Mineralphasen werden mitdeformiert (Überschreiten des CRSS-Wertes, vgl. Kap. 5.4).

Die Ergebnisse der in dieser Arbeit festgestellten Regelungstypen und deren Verteilung stimmen größtenteils mit den bisherigen Untersuchungen an Quarzen des Bayerischen Waldes überein (s. FISCHER, 1939-A; KRAUSS, 1967; BEHR et al. 1980; BEER, 1981).

Die Hauptregelungstypen im Bayerischen Wald wurden bereits anhand synoptischer Diagramme von BEHR et al. (1980) und BEER (1981) interpretiert. Im allgemeinen wurden folgende Verteilungen festgestellt:

- a) Pseudozweigürtel kombiniert mit Kleinkreis um X:
Rundinger-Zone
- b) Max. I/II: Perlgneise und Pfahlschiefer
- c) Schiefregelungen: Pfahlschiefer
Diffuse Regelungen: Diatexite

Durch intensive Untersuchungen an schmalen Mylonitzonen und durch Vergleiche der Kleinbereichuntersuchungen innerhalb einer Mylonitzzone, verbunden mit der Analyse der Mikrostrukturen und der Phasenpetrologie, konnten hier folgende Punkte herausgearbeitet und geklärt werden:

- A) Max. I/II ist nicht auf die Perlgneise und Pfahlschiefer beschränkt; auch einige Hochtemperaturmylonite der

Rundinger-Zone mit dynamischer Rekristallisation zeigen diesen Regelungstyp (besonders Granitmylonite mit den Cord-Sill-Bio-Kf-Paragenesen, vgl. Kap. 6.4.2).

- B) Die Entwicklung unterschiedlicher Regelungstypen innerhalb der Rundinger-Zone (X-Max. und Y-Max. vgl. Punkt 1 und 5 oben) ist u.a. durch unterschiedliche Temperaturniveaus der beiden Typen innerhalb des "high-grade" Bereichs bedingt (Zonen mit dynamischer Rekristallisation (Y-Max.) haben geringere T-Niveaus innerhalb des "high grade" Bereichs, vgl. Kap. 6.1, 6.3 u. 6.4).
- C) Max. I/II mit YZ-Gürteltendenz, sowie undeutliche Pseudozweigürtel Regelungen, sind nicht auf verschiedene Gleitsysteme zurückzuführen, sondern auch auf die Intensität der Verformung und damit verbundene Störungen durch Fremdkörper (Nachbarminerale). Während z.B. die stark verformten und quarzreichen Bereiche einer Zone gute Max. I Regelung entwickelten, zeigt die gleiche Zone in schwach verformten quarzarmen Bereichen (meist Feldspat- und Biotit-reich) ein schwach entwickeltes Max. I/II bzw. YZ-Gürtel bei gleichbleibenden Deformationsbedingungen (Beispiele s. Kap. 6.4.).
- D) Die Perlgneise S der Pfahlzone, die keine große Verformung in den Mikrostrukturen zeigen (Kap. 6.4.4), haben eine ähnliche Deformation wie die Flasergranite des Bayerischen Waldes und zeigen gleiche Regelungstypen (Max. I/II mit YZ-Gürteltendenz): diese Erscheinung ist an erster Stelle auf die schwache Verformung und auf die Störung der Fremdkörper (z.B. große rundliche Feldspäte) zurückzuführen, und läßt sich nicht von der Aktivierung anderer Gleitsysteme herleiten.

7.4. Mikrostrukturen und chemische Vergleiche der Mylonite

7.4.1. Änderung der Mikrostrukturen einzelner Minerale mit zunehmender Verformung

Die Verformung in den Mylonitzonen mit dynamischer, bzw. statischer (in Klammern) Rekristallisation, nimmt folgendermaßen zu:

Verformung nimmt zu $\longrightarrow$

(X/Z: Längen/Breiten-Verhältnisse der Quarzkornaggregate)

X/Z:	1:1 - 4:1	5:1 - 15:1	20:1 - 45:1	> 45:1
<u>granitische Gesteine:</u>				
Granite	$\longrightarrow$	Flasergranite	$\longrightarrow$	Granitmylonite (Orthoblastomylonite)
<u>Paragneise:</u>				
migmat. Bio-Plag-Gneise	$\longrightarrow$			Mylonite dto.
Perlgneise				
(metatekt. Gran-Cord-Sill- Sill-Gneise)		$\longrightarrow$		(Mylonite dto.)
Palite	$\longrightarrow$	$\longrightarrow$		Palitmylonite
				Pfahlschiefer

Die Entwicklung der Mikrostrukturen einzelner Minerale mit zunehmender Verformung sind in der Abb. 7.7 bzw. 7.8 tabellarisch zusammengefaßt.

Quarz zeigt bei schwacher Verformung (X/Z: 1:1 - 5:1) undulöse Auslöschung, Subkornbildung und randliche Rekristallisation (Abb. 4.8, 4.9). Mit zunehmender Verformung steigt der Anteil der Rekristallisation. In Gesteinen mit höherer Verformung (X/Z: ab 20:1) sind sie völlig rekristallisiert (Abb. 4.11). Korngrößen der Rekristallisationskörner nehmen mit steigender Verformung ab (Kap. 7.2, Abb. 7.4 u. 7.5). In Zonen mit statischer Rekristallisation zeigen sie teilweise extrem große Korngrößen durch Zusammenwachsen der Nachbarkörner (wenn diese von Fremdkörnern, wie Feldspatrekristallisaten, nicht gestört wird, vgl. Abb. 6.1, 4.11a, u. Tafel II-C im Anhang).

Die Gitterregelungen der C-Achsen entwickeln sich mit zunehmender Verformung in Richtung "Unimodal-Parallel" (Max. I bzw. Y-Max.). Zonen mit statischer Rekristallisation zeigen hier mit X-Max. (Max. VIII) und Kreuzgürteln deutliche Regelungsunterschiede zu den Zonen mit dynamischer Rekristallisation (vgl. Abb. 6.3 u. Kap. 7.3).

Biotite werden zuerst gebogen, geknickt, mit zunehmender Verformung zu flachen Linsen deformiert, dabei vom Rand ausgehend, immer stärker rekristallisiert. Mit zunehmender Verformung werden Neukörner von Altkörnern abgetrennt und in Bewegungsrichtung mitgeschleppt. In Granitmyloniten und in Orthoblastomyloniten kommen sie als einzelne Rekristallisationskörner vor und zeigen gute Regelung der Basisflächen parallel S (Abb. 1a). In Palitmyloniten und in Pfahlschiefer bilden sie, neben Quarz und Feldspat, den Hauptgemengteil (ca. 20%) und kommen in feinschuppig rekristallisierten (10-20 μm) Kornaggregaten vor. Sie zeigen gute Regelung mit der Basisfläche parallel S und geben dem Mylonit glimmerschieferähnliches Gefüge (s. Tafel IX-A).

Sillimanit tritt in Graniten, Flasergraniten und in Perlgneisen als Fibrolith auf (Tafel III-A). Fibrolith bildet z.T. mit Biotit und Quarz Häcksellagen zwischen den anderen Körnern. Quarz ist an diesen Stellen stärker deformiert und rekristallisiert, während er sonst im Gestein schwach verformt ist, nur Erholung zeigt.

Sillimanit kommt in größeren Nadeln in Granitmyloniten, Orthoblastomyloniten, bzw. in metatekt. Gran-Cord-Sill-Gneisen vor (Tafel III-B, -C). Sie sind in Strähnen parallel S geregelt (mit der Längsachse parallel X). An einzelnen Nadeln in Quarzrekristallisationsaggregaten kann man gleichfalls erkennen, daß Quarzkorn Grenzen an Sillimanitnadeln fixiert werden. Als idiomorphe Körner mit prismatischem Querschnitt kommen die Sillimanite nur in Zonen mit statischer Rekristallisation vor (Tafel III-C im Anhang).

MINERAL	ZONEN MIT DYNAMISCHER REKRISTALLISATION			STATISCHER REKRISTALL.
	GRANITE	FLASERGRANITE	GRANITMYLONITE	ORTHOBLASTOMYLONITE
<u>QUARZ</u> X/Z-Verhält. der Kornaggreg. %-Anteil der Rekristallisat. Mitt.Korndurch. der Rekristall. Regelungsmuster der C-Achsen	1:1-3:1 5% 150µm Zufallsverteilung	5:1-20:1 50-70% 60-80µm unimod. gleichver. +Kugelkeil	15:1-30:1 90% 40-45µm unimod.Parallel (Max.I)	20:1-30:1 90% 0,01- 5mm große Rekristall. durch Sammelkristall. Kleinkreis um X (Max.VIII)
<u>ANDALUSIT</u> Korngrößen Alt.-/Rekrist. Kornform	0,5mm/-- idiomorph bis kantengerundet einige mit Fibrolithsaum (s.Tafel IVa)		0,2mm/-- linsig akzessorisch	—
<u>SILLIMANIT</u>	meist als Fibrolith bildet mit Biotit bis 3mm lange Scheitern (Tafel IVa)		feine Nadeln gute Regelung Längsachse parall.X (Tafel IVb)	grobe,prismatische Nadeln,sehr gute Regelung, Längsachse parall. X (Tafel IVc)
<u>CORDIERIT</u> Korngrößen Alt.-/Rekrist. Kornform	0,5-1,5mm/-- hypidiomorph, meist mit Andalusit in Pinit und Hellglimmer umgewandelt		0,1-0,15mm/-- linsig meist pinitisiert	—
<u>KALIFELDSPAT</u> Korngrößen Alt.-/Rekrist. Kornform	1-5mm/-- hypidiomorph mikroklinisiert öfter Perthit- Entmischungen	1-5mm/10-200µm meist Mikroklin randlich fein rekristallisiert 5 Pfahl größere Korngrößen	1-2mm/10-200µm linsige Altkörn. suturierte Rekristal- Perthit-Entmisch. kaum mikroklin.	1-2mm/30-150µm linsige Altkörn. polygonale Rekristal- lisatkörner
<u>PLAGIOKLAS</u> Korngrößen Alt.-/Rekrist. An.in % Kornform	0,5-2,0mm/-- 10-15 hypidiomorph	0,5-2,0mm/-- 10-15 Altkörner kantenge- rundet, sehr feine Rekristallisationskörner	0,5-1,0mm/10-100µm 15 gerundete einzelne Altkörner, feine Rekristallisationskörner	1,0mm/50-200µm 20 polygonale Rekristal- lisatkörner, scharfe Albit-Lamellen
<u>BIOTIT</u> Korngrößen Alt.-/Rekrist. Kornform	1-1,5mm/-- xenomorphe Korn- aggregate, einige einzeln in Fibrol. eingeschlossen	0,5-1,5mm/100-300µm xenomorph, randlich rekristallisiert öfter mit Fibrolith ummantelt	--/30-200µm völlig rekristallisiert, Neukörner mit der Basisfläche parallel S geregelt	--/30-150µm
<u>MUSKOVIT</u>	sekundär gebildet, ummantelt Andalusit und Fibrolith pseudomorph nach Cordierit		pseudomorph nach Sillimanit	

Abb. 7.7: Tabellarische Übersicht über die Mikrostrukturen einzelner Minerale in granitischen Gesteinen in Abhängigkeit von der Verformung.

MINERAL	ZONEN MIT DYNAMISCHER REKRISTALLISATION			-STATISCHER REKRISTALL.
	MIGM. BIO-PLAG-GNEIS	MYLONITE AUS MIGMAT.-BIO-PLG-GNEIS	PERLGNESSE S der PFAHLZONE	
<u>QUARZ</u> X/Z- Verhält. der Kornaggreg. %- Anteil der Rekrystallisat. Mittl. Korndurchd. der Rekrystall. Regelungsmuster der C-Achsen	3 - 4:1 10 - 20% 55- 130µm unimod.gleichver./ Kugelkeil (Abb.20,25)	5 - 12:1 - 20:1 40 - 70% - 85% 45- 110µm unimod. gleichver./ Kreuzgürtel/ unimod.parallel (Abb.21,22,26,27)	3- 4:1 35 - 70% 100- 110µm unimod.gleichver. (Abb.31,28,29)	15 - 25:1 35 - 60% 0,01- 5,5mm große Rekrystallisat. durch Sammelkrystall. Kreuzgürtel, Kleinkreis um X (Max.VIII) (Abb.16,17,18)
<u>GRANAT</u> Korngrößen	0.2 - 0.3mm sehr gering, öfter in Plagioklas eingeschlossen		0.25mm selten, als Einschluß in Plagioklas	0.5 - 3.5mm gerundet, teilweise linsig(X:Z bis 4:1) in X ausgelängt (s. Tafel Vlb,c)
<u>CORDIERIT</u> Korngrößen Alt-/Rekryst.	0.5 mm/- sehr gering, als einzelne linsige Körner, stark korrodiert		0.5-1.5mm/-- linsig als einzelne Körner, acc. vorhanden	0.5-1.5mm/50-200µm als Hauptgemengteíl (bis zu 45Vol.%) stärker deform. und rekrystallisiert als Quarz (über 80%)
<u>PLAGIOKLAS</u> Korngrößen Alt-/Rekryst. An. in %	1-1.5mm/30-80µm 20-28 teilweise gerundet, undulös	0.7-1.5mm/30-70µm 20-25 teilw.gebogen geknickt(kink bands) Rekrystall.-Körner suturiert	1.5-3.5mm/-- 25-30 hypidiomorph bis gerundet, kaum rekrystallisiert scharfe Korngrenzen, schwache Regelung	0.5-1.5mm/60-140µm 20-30 flachlinsig deformierte Altkörner bis zu 70% rekrystallisiert
<u>KALIFELDSPAT</u> Korngrößen Alt.-/Rekryst.	1- 2mm/20-90µm undulös, randlich fein rekrystall. (Mikroklin)	0.5-1mm/20-60µm undulös, linsig deformiert (Mikroklin)	1,5-2,5mm/70-200µm gerundet, bis linsig deformiert (Mikroklin)	2,5-7mm/50-120µm flachlinsig deform. und rekrystall. wie Plagioklas (Orthoklas)
<u>SILLIMANIT</u>	als einzelne Nadeln in Feldspat eingeschlossen		als Fibrolith zwischen Feldspat-körnern	mit Biotit und Cord. bildet lange Scheitern parall. S bzw.X und bilden Sillimanithaut auf S (s.Tafel VI)
<u>BIOTIT</u> Korngrößen Alt.-/Rekryst.	0.5-0.7mm/40-120µm bis zu 50% rekrystallisiert, mit Qz als Zwickelfüllung	0.2-0.5mm/25-60µm bis zu 70% rekrystallisiert, teilweise in S geregelt (s. Anhang Abb.21a)	0.3-1.5mm/25-80µm als Zwickelfüll. zwischen Feldspat-körnern	1-1,5mm/60-250µm zusammen mit Sill bildet lange Scheitern parallel S (s.Sill) (Tafel IV)

Abb. 7.8: Tabellarische Übersicht über die Mikrostrukturen einzelner Minerale in Paragneisen in Abhängigkeit von der Verformung.

Granate sind in allen Zonen (außer Palitmyloniten und Pfahlschiefern) als einzelne, rundliche Körner akkzessorisch vertreten (in Orthoblastomyloniten jedoch 1% Vol.). In Myloniten der metatektischen Gran-Cord-Sill-Gneisen (1-6% Vol.) sind sie groblinsig deformiert (s. Tafel V-C im Anhang).

Vergleich der Korngrößen der Minerale sowie tabellarische Zusammenfassung der Mikrostrukturen einzelner Minerale s. Abb. 7.7 u. 7.8.

7.4.2 Vergleich des Chemismus der Andalusit- bzw. Sillimanitgranite mit zunehmender Verformung, Phasendiagramme der Al_2SiO_5 -Modifikationen und prograde Sillimanitbildung

7.4.2.1 Einleitung

Hochtemperaturmylonite mit granitischem Chemismus (Granitmylonite, Orthoblastomylonite) im Moldanubikum des Bayerischen Waldes könnten ihrem räumlichen und zeitlichen Vorkommen nach, aus Andalusit-Graniten (fein- bis mittelkörnige Ganggranite) entstanden sein (Beispiel für transformative Entfestigung, vgl. Fragestellung Kap. 1.1 u. Ausbildung von Mylonitzonen Kap. 1.3).

Die Kartenausschnitte der Abb. 7.9 erhalten jeweils eine ganze Reihe der andalusit- bzw. sillimanitführenden Vorkommen granitischer Gesteine. Es wurden insgesamt 45 Probenpunkte mikroskopierte. Mit den Signaturen A = Andalusit, S = Sillimanit, F = Fibrolith ist die Verteilung der Al_2SiO_5 -Modifikationen dargestellt. Al_2SiO_5 -führende Granite kommen sowohl N als auch S des Pfahls vor. In den großen Granitmassiven des Bayerischen Waldes (s. Abb. 1.1) wurden keine Al_2SiO_5 -Phasen (mehr!)* gefunden (es sind meist Zweiglimmergranite mit magmat. Muskovit). Das Auftreten der Al_2SiO_5 -Phasen ist nicht regional kontrolliert, sondern vom Verformungsgrad abhängig. Sillimanit wird nur in Myloniten zwischen der Pfahlzone und der Rundingerzone angetroffen.

(* Ausnahme: Hauzenberger Granit)

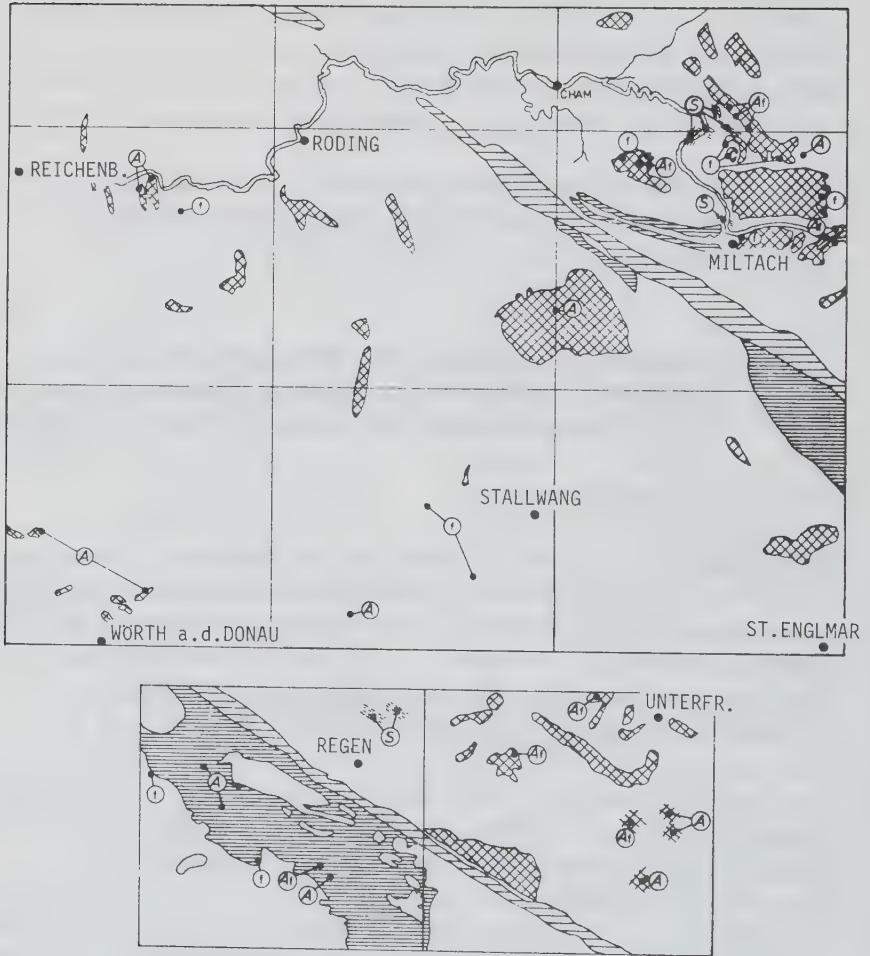


Abb. 7.9: Verteilung von Andalusit/Sillimanit (bzw. Fibrolith) in granitischen Gesteinen einiger Regionen des Bayerischen Waldes.

In den fein- bis mittelkörnigen Graniten und in den Flasergraniten ist Andalusit meist mit Fibrolith vergesellschaftet (Tafel III-A). Die kleineren Granitgänge mit Al_2SiO_5 -Phasen haben meist gestreckte Form und zeigen bevorzugt N-, NW- und NNE-Orientierung (s. Abb. 7.9, 7.2-a).

7.4.2.2 Phasendiagramme der Al_2SiO_5 -Modifikationen und prograde Sillimanitbildung

Experimentelle Bestimmungen der Phasengrenzen Andalusit-Sillimanit und Disthen haben zu voneinander abweichenden Ergebnissen geführt (Abb. 7.8). Je nach Bearbeiter scheint es möglich, daß Andalusit (RICHARDSON et al., 1969) oder Sillimanit (ALTHAUS, 1967; HOLDAWAY, 1971) aus der Schmelze (Granitsystem; LUTH et al., 1964) gebildet wird. Die Phasengrenzen können durch Einbau verschiedener Ionen (Fe, Mn) Gitterdefekte, sowie durch Ordnungs- und Unordnungszustände beeinflusst werden. Die Umwandlungsgrenzen Andalusit/Sillimanit sind wegen der kleinen Volumenänderung ($\Delta V = -2.16 \text{ cm}^3/\text{Mol}$) und Entropieänderung ($\Delta S = 0.35 \text{ Cal}/^\circ\text{C Mol}$; ALTHAUS, 1969) sowie durch oben erwähnte Einflüsse verschiebbar.

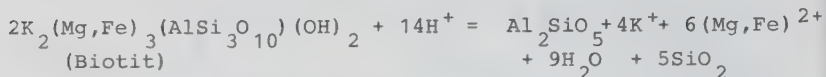
In den untersuchten Graniten, Flasergraniten und Granitmyloniten sind folgende prograde Sillimanit-Bildungen zu beobachten:

1) Modifikationsänderung: Andalusit $\rightarrow$ Sillimanit

In den Graniten und in Flasergraniten bildet sich Sillimanit als Fibrolith aus Andalusit. Andalusit wird schließlich von Fibrolith umflossen (Tafel III-A). Die Umwandlung geht von den Kornrändern aus. Der Anteil des Andalusits geht sukzessiv zurück. Granitmylonite und Orthoblastomylonite sind andalusitfrei (Tafel III-B, -C).

2) Sillimanit aus Biotit:

Sillimanit kann aus Biotit gebildet werden. VERNON (1979) schlug folgende Reaktion vor:

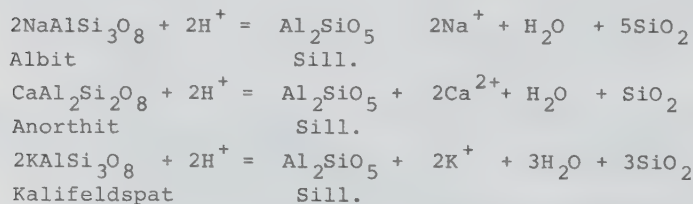


für die er H^+ -Zufuhr annahm.

Diese Reaktion ist öfter im untersuchten Gebiet zu beobachten. Sillimanit bzw. Fibrolith bildet meist von Bititrändern ausgehend, lange Strähnen (besonders konzentriert in stärker verformten Bereichen, bzw. Bahnen).

3) Interne Sillimanitbildungen:

In fast allen Proben ist interne Sillimanitbildung (sehr feine Nadeln) in Feldspäten zu beobachten. Diese kann durch Alkali- und Silizium-Abfuhr von Feldspäten durch folgende Reaktionen geklärt werden (VERNON, 1979); sie könnte ebenfalls durch H^+ -Zufuhr bedingt sein:



Albit

Sill.



Anorthit

Sill.



Kalifeldspat

Sill.

Die sillimanitbildenden Reaktionen laufen vor den postmagmatischen Bildungen (Myrmekitisierung, Muskovitbildung und Entmischung der Feldspäte) ab.

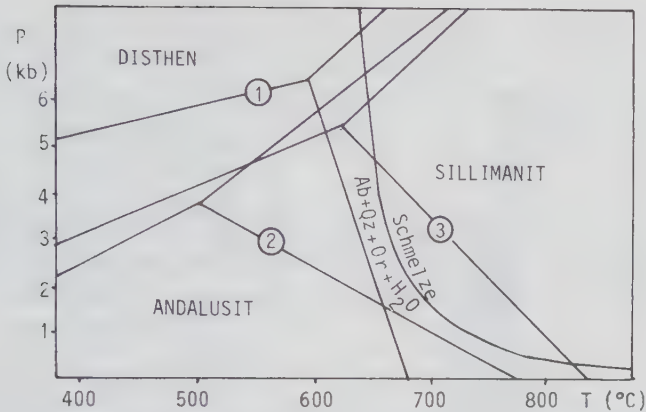


Abb. 7. 10: Phasendiagramm der Al_2SiO_5 -Modifikationen aus experimentellen Untersuchungen (1: ALTHAUS, 1967; 2: HOLDWAY, 1973; 3: RICHARDSON et al. 1969) und Soliduskurve im Granitsystem (LUTH et al., 1964; MERILL et al. 1970).

7.4.2.3. Chemismus der untersuchten Granite

Es wurden 10 Analysen von fein bis mittelkörnigem Granit (mit Andalusit, u. + Fibrolith), 6 Analysen vom Flasergranit (mit Andalusit und Sillimanit) und 6 Analysen vom Granitmylonit, bzw. Orthoblastomylonit (mit Sillimanit) miteinander verglichen. Die Proben stammen aus dem in der Abb. 7.9 dargestellten Bereich des Bayerischen Waldes (chem. Analysen s. Tab. III im Anhang).

Die Abb. 7.11 zeigt verformte und unverformte Granite in einer Projektion des Ab-An-Or-Qz-Tetraeders auf die Ab-Or-Qz-, bzw. auf die Ab-An-Or-Fläche. Eingezeichnet sind Isothermen mit kotektischer Linie für 5 kb (Abb. 7.11 links), sowie kotektische Linien mit den Temperatur-Minima für 4-, 3-, 2-, 1- und 0.5-kb (Abb. 7.11 rechts, Isothermen für niedrige Drücke lagen nicht vor). Die Probenpunkte der verformten und unverformten Granite in beiden Darstellungen koinzidieren größtenteils. Im Ab-An-Or-Diagramm sind vier der verformten Granite gegenüber den unverformten Graniten zur Albitecke hin verschoben ein Hinweis auf postmagmatische Stoffverschiebung !.

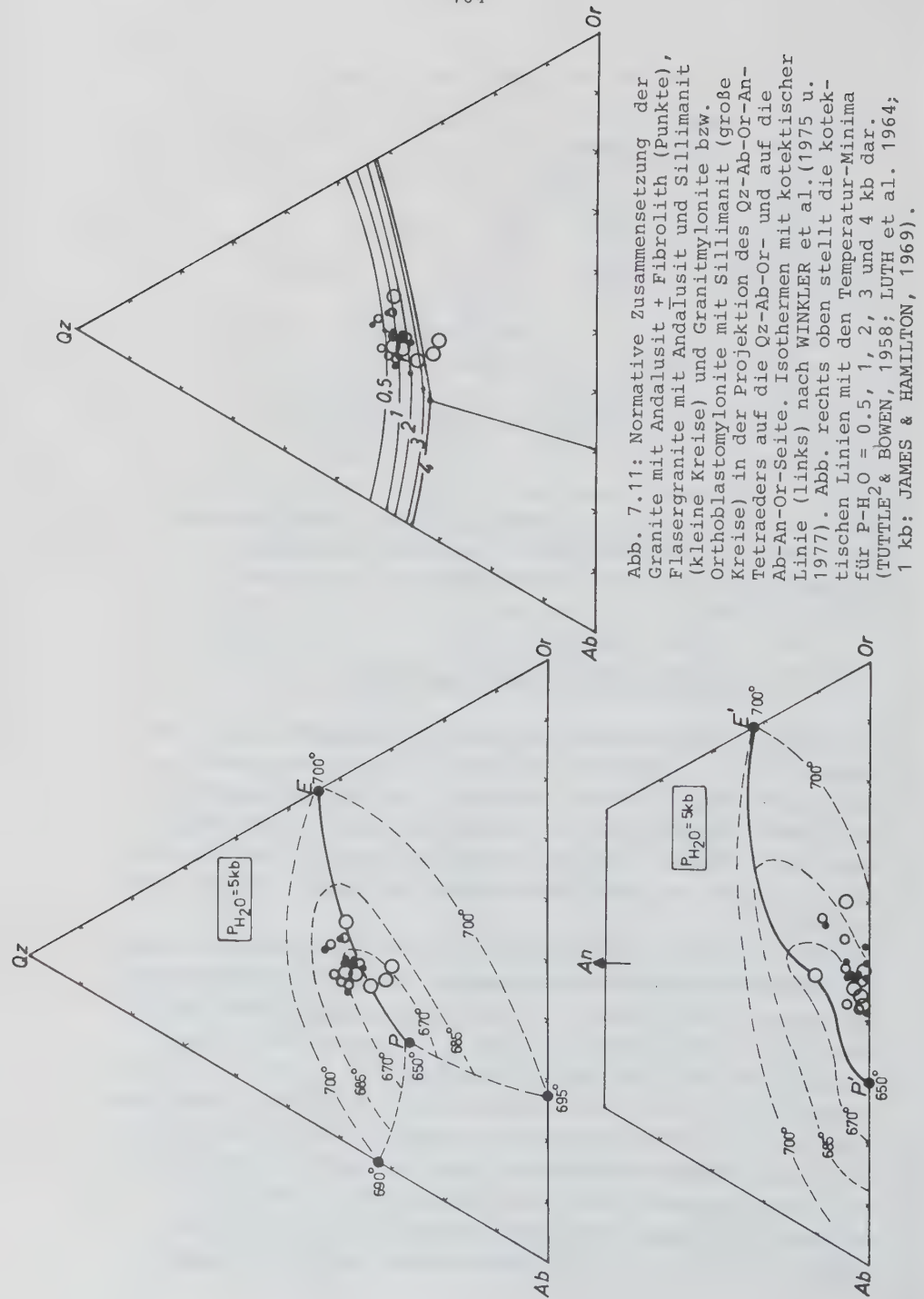


Abb. 7.11: Normative Zusammensetzung der Granite mit Andalusit + Fibrolith (Punkte), Flasergranite mit Andalusit und Sillimanit (kleine Kreise) und Granitmylonite bzw. Orthoblastomylonite mit Sillimanit (große Kreise) in der Projektion des Qz-Ab-Or-An-Tetraeders auf die Qz-Ab-Or- und auf die Ab-An-Or-Seite. Isothermen mit kotektischen Linien auf die Projektion des Qz-Ab-Or-An-Tetraeders nach WINKLER et al. (1975 u. 1977). Abb. rechts oben stellt die kotektischen Linien mit den Temperatur-Minima für $P-H_2O = 0.5, 1, 2, 3$ und 4 kb dar. (TUTTLE² & BOWEN, 1958; LUTH et al. 1964; 1 kb: JAMES & HAMILTON, 1969).

Auch in Variationsdiagrammen (Oxide, bzw. Elemente eingetragen gegen D.I. (D.I. = Summe von Normmineralen $Qz+Ab+Or$) zeigten sich keine wesentliche Unterschiede zwischen verformten und unverformten Graniten (D.I.-Werte liegen in beiden Granitarten zwischen 85.4 - 93.3).

Zusammenfassend kann hier gesagt werden, daß die verformten Granite (Flasergranite, Granitmylonite und Orthoblastomylonite) ihren Ursprung in andalusitführenden, fein- bis mittelkörnigen Ganggraniten haben.

7.4.2.4 Zusammenfassung der Ergebnisse für Mylonitzonen mit granitischem Chemismus

Nach den an ausgewählten Vorkommen durchgeführten mikrostrukturellen Untersuchungen, hat sich die Arbeitshypothese - transformative Entfestigung - (vgl. Kap. 1.1) bestätigt, daß die sillimanitführenden Granitmylonite bzw. Orthoblastomylonite aus andalusitführenden Ganggraniten hervorgegangen sind. Dies läßt sich durch das Auftreten beider Gesteine, durch mikrostrukturelle Vergleiche und durch Haupt- und Spurenelementvergleiche (Ba, Rb, Sr, Zr) belegen.

Statt üblicher postmagmatischer Reaktionen liefen im System Granit + H_2O nach der Erstarrung eine Reihe sillimanitbildender Reaktionen ab. Neben dem Übergang Andalusit/Sillimanit sind es Reaktionen mit Stoffverschiebungen durch die Sillimanit aus Biotit, Kalifeldspat und Plagioklas gebildet wird. Bisher gibt es keinen Grund dafür, Sillimanit, bzw. Fibrolith nicht als Bildungen in ihrem Stabilitätsfeld anzusehen.

Die im allgemeinen schmalen Granitgänge (1-5 m, höchstens 20 m) steigerten wohl die Anisotropie des Gesteinsverbandes. Denkbar wäre somit, erhöhten Druck durch die Stress-Komponente als Ursache der Sillimanitbildung anzunehmen. Temperatursteigerung oder PT-Steigerung durch Versenkung wären ebenfalls mögliche Ursachen.

Die neugebildeten Sillimanite sind spannungsfrei, bei Bildung aus Biotit wird zusätzlich zur intergranularen Phase H_2O frei, Reaktionsquarz wäre ebenfalls spannungsfrei.

Insgesamt stellen diese Reaktionsorte Bereiche geringerer Festigkeit dar. Hier können die Spannungskonzentrationen abgebaut werden. Der Bereich plastischer Deformation entwickelt sich zur Scherzone. Die so entstehende Scherzone wächst wegen der Spannungskonzentration an ihren Enden weiter.

Die einzelnen Mineralphasen haben Grenzwerte von Versetzungsdichten, bei deren Überschreiten Subkornbildung und Rekristallisation einsetzen. Quarz rekristallisiert früh. Bei der stärksten Verformung sind auch die in dem bearbeiteten Material sich als fester erweisenden Kalifeldspate und Plagioklase deformiert und beginnen zu rekristallisieren.

Die dynamische Rekristallisation tritt als Entfestigung hinzu. Die üblichen postmagmatischen Vorgänge (Myrmekitbildung, Entmischungen) setzen erst nach der Sillimanitbildung ein, sie werden nicht mehr von Deformationen, die zur Mylonitisierung führten, begleitet.

Das Erscheinen von Sillimanit-Nadeln, das auf Granitmylonite, bzw. Orthoblastomylonite beschränkt ist, kann nur durch Temperatur-, bzw. Druck-Erhöhung erfolgen.

7.4.3. Vergleich des Chemismus der Paragneismylonite (migmat-Bio-Plg-Gneise) mit dem der Nebengesteine

Migmatische Bio-Plg-Gneise haben homogeneres makroskopisches Gefüge als die metatekt. Gran-Cord-Sill-Gneise. Die Mylonitzonen, bzw. Scherzonen in migmat. Bio-Plg-Gneisen sind vom Nebengestein durch scharf ausgebildete Scherzonengrenzen getrennt. Es wurden chemische Analysen von der Mylonitzone und vom Nebengestein (Kap. 6.4.3, Vorkommen 1 u. 2) angefer-

tigt (Analyse Nr. 24-32, Tab. III-b).

Die Abb. 7.12 stellt die Änderung der Hauptelement-Oxide im Nebengestein gegenüber der Mylonitzone dar. Vom Nebengestein über den Rand zum Kern der Mylonitzone zeigen sich keine wesentlichen Unterschiede. Unterschiede innerhalb des Nebengesteins sind teilweise höher als die zwischen dem Nebengestein und der Mylonitzone.

Signifikante Stoffunterschiede in den Haupt- und Spurenelementen (Rb, Sr, Ba, Zr) der Mylonitzone gegenüber dem Nebengestein konnten nicht festgestellt werden. Das bedeutet, daß isochem deformiert wurde.

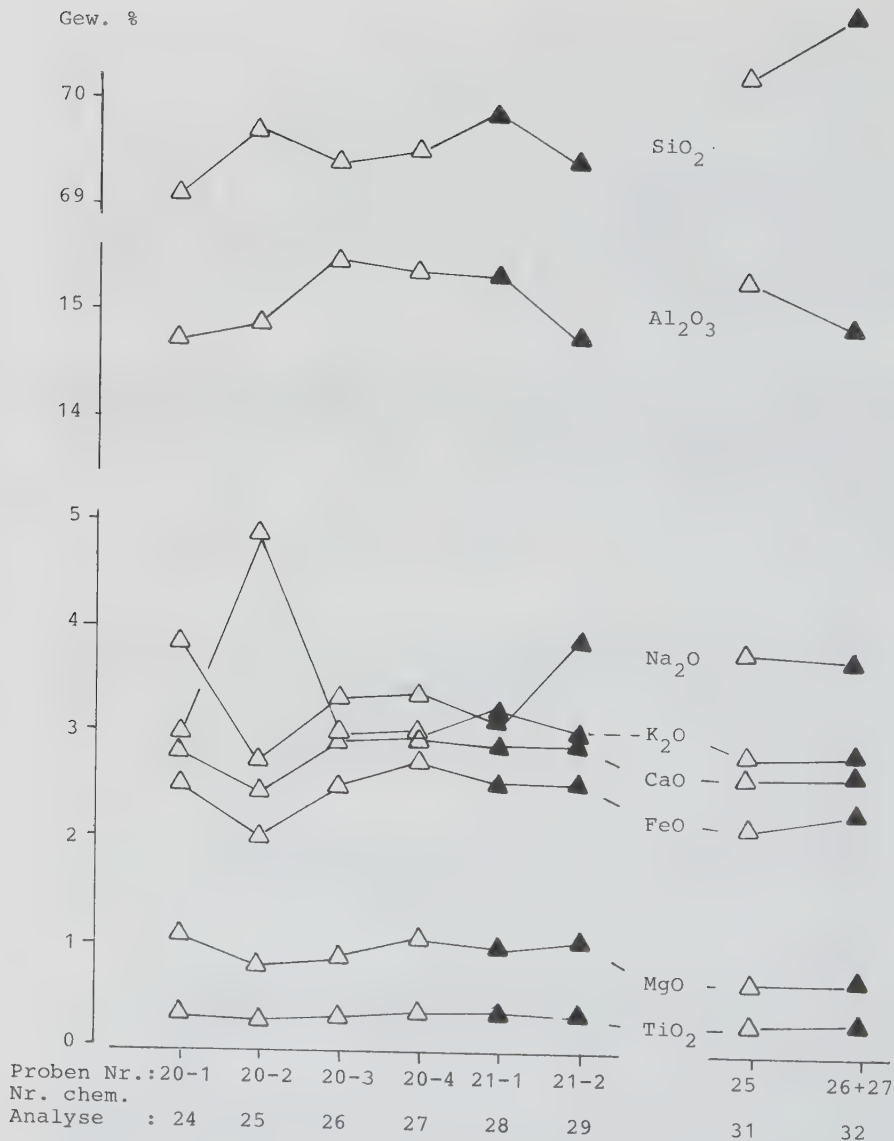


Abb. 7.12: Variation der Hauptelement-Oxide im Ausgangsgestein ($\triangle$) und in der Mylonitzone ($\blacktriangle$).

(Proben Nr. und Nr. chemische Analysen vgl. Tab. I bzw. Tab. III im Anhang)

A N H A N G

Tab. I: Fundorte der untersuchten Proben (Die Nummern der Tab. I und der Tab. II sowie der Abb. 1-41 sind identisch).

Proben Nr (s.Tab.II Abb.1-41)	Nr.chem. Analyse Tab.III	Gesteinstyp	Topog. Karte	Karten Nr.	R-Wert	H-Wert
1	22	Orthoblastomylonit	Lam	6344	45-7502	54-4039
2	21	"	Regen	7044	-8346	-2343
3	23	Granulit	(Waldviertel, Steinegg a.d.Kremm)			
4	15	Granit	Cham-Ost	6742	45-5570	54-2848
5	--	"	"	"	"	"
6	17	"	"	"	-5197	-5600
7	--	Pegmatit	Miltach	6342	-5166	-5132
8	19	Granitmylonit	"	"	"	"
9	--	Granitmylonit	"	"	"	"
10	--	Paragneismylonit	"	"	"	"
11	--	"	"	"	-5543	-4746
12	18	Flasergranit	"	"	"	"
13	--	" (rand)	"	"	"	"
14	--	" (grob Kör.)	Regen	7044	-3096	-4746
15	--	" (fein Kör.)	"	"	"	"
16	33	Cor-Sill-Gneis-Myl.	Kötzting	6343	-7264	-4732
17	--	"	Miltach	6342	-5232	-4920
18	--	"	Regen	7044	-7982	-2934
19	--	Gföhler-Gneis	(Kamptal, Thurnberger See)			
20	24-25	} Migmat-Paragneis	Unterfrau.	7045	45-3990	54-2308
21	26-27		"	"	"	"
22	28-29		"	"	"	"
23	--	" (rand)	"	"	"	"
24	--	" (rand)	"	"	"	"
25	30	Pegmatitmylonit	"	"	"	"
26	31	Paragneis	Regen	7044	-3479	-2578
27	32	Paragneismylonit	"	"	"	"
28	--	Paragneis (rand)	"	"	"	"
29	--	Perlgnais	Deggendorf	7143	-7134	-2573
30	--	Myl.im Perlgnais	"	"	"	"
31	34	Perlgnais	Schöfweg	7145	-3636	-1310
32	--	Flasergranit	"	"	"	"
33	--	Diorit (deform.)	"	"	"	"
34	38	Palit (rand)	Freyung	7147	46-1042	-0934
35	--	Palitmylonit	"	"	"	"
36	--	Palit (rand)	"	"	"	"
37	--	Aplitmylonit	Regen	7044	45-8056	-2734
38	--	Palitmylonit	Grafenau	7146	46-0256	-1392
39	--	" (Tiefbohrung)	"	"	"	"
40	39	Palitmylonit(grob)	Freyung	7141	-1079	-1013
41	--	" (feink)	"	"	"	"
	--	Pfahlschiefer(feink)	"	"	-1168	-1024

Tab. II: Zusammenfassung der statistischen Parameter einzelner Proben nach dem Programm "CLODAT-2" (WALLBRECHER, 1978, 1979; ADAM & WALLBRECHER, 1980). n = Zahl der Meßpunkte, R% = Regellungsgrad, iMax. = maximale Besetzungsdichte, G% = Wahrscheinlichkeit der Gürtelverteilung, λ = Eigenwerte, LN3 = Regelungsgrad nach WOODCOCK (1977).

Probe Schliff Nr.	n	R%	iMax	G%	λ_1	λ_2	λ_3	LN3	Regelungsmuster nach Tab. 5.1	Lage d. Haupt- maxima
1-5149	448	37.5	3.3	7.2	.162	.187	.651	1.39	Kugelkeil	X
2-18487	378	40.6	1.6	12.6	.207	.244	.549	0.98	Kugelkeil	X
3-17135	315	47.5	7.6	8.2	.172	.200	.628	1.30	Kugelkeil	Y
4-16714	301	18.3	2.3	8.4	.256	.275	.470	0.60	unimod.gleichver.	Y
5-16716	203	15.5	3.4	61.3	.234	.336	.440	0.61	unimod.gleichver.	Y
6-16720	322	32.8	3.1	24.8	.208	.272	.520	0.92	unimod.gleichver.	Y
7-16913-4	231	24.0	2.6	57.8	.204	.326	.469	0.83	unimod.gleichver.	Y
8-16916	322	61.7	4.3	10.3	.133	.168	.695	1.69	unimod.parallel	Y
9-16639	315	84.2	10.5	17.3	.049	.092	.859	2.86	unimod.parallel	Y
10-16645	308	36.2	2.2	22.8	.194	.257	.549	1.04	unimod.gleichver.	Y
11-15627	301	50.3	3.0	22.9	.150	.222	.628	1.43	unimod.gleichver.	Y
12-16825	497	48.0	2.2	12.1	.175	.214	.611	1.25	unimod.gleichver.	Y
13-15628	329	62.7	5.5	12.5	.126	.168	.707	1.72	unimod.parallel	Y
14-15819	343	23.0	2.3	60.1	.192	.327	.481	0.92	unimod.gleichver.	Y
15-16471	316	47.3	3.5	23.1	.161	.232	.608	1.33	Kugelkeil	Y
16-16489	301	25.0	3.0	12.9	.257	.282	.462	0.60	Kleinkreis(90%)	
17-30102	322	31.7	3.1	57.0	.176	.317	.507	1.06	Kreuzgürtel	
18-18488	392	55.2	3.3	2.6	.165	.175	.660	1.30	unimod.parallel	X
19-15234	329	30.7	4.6	31.7	.213	.287	.500	0.85	Kreuzgürtel	
20-17136	259	41.6	5.8	33.0	.155	.254	.591	1.34	Kugelkeil	Y
21-16573	413	0.0	1.7	72.7	.235	.348	.426	0.58	Kreuzgürtel	
22-14920	280	41.3	2.9	2.2	.216	.223	.561	0.92	Kleinkreis(98%)	
23-17130A	392	48.8	3.1	13.7	.169	.214	.617	1.29	Kugelkeil	Y
24-16063	182	50.3	6.6	7.2	.179	.203	.618	1.24	Kugelkeil	Y
25-16626	252	37.8	3.6	8.3	.203	.231	.564	1.01	unimod.gleichver.	Y
26-16625A	252	47.3	4.8	6.8	.187	.210	.603	1.17	unimod.gleichver.	Y
27-16625B	259	70.0	10.0	10.7	.102	.131	.761	2.01	unimod.parallel	Y
28-16983	301	33.9	3.3	54.5	.171	.310	.519	1.11	unimod.gleichver.	Y
29-16982	301	48.5	3.0	19.0	.164	.223	.613	1.32	unimod.gleichver.	Y
30-6881	336	42.2	3.0	25.9	.174	.250	.570	1.2	unimod.gleichver.	Y
31-15196-7	392	47.1	3.6	42.3	.134	.260	.607	1.51	unimod.gleichver.	Y
32-15126	252	33.3	4.4	58.0	.161	.313	.525	1.18	unimod.gleichver.	Y
33-14917	322	32.3	2.2	27.5	.210	.228	.520	0.84	unimod.gleichver.	Y
34-14922	406	45.0	3.2	9.7	.184	.215	.601	1.18	unimod.gleichver.	Y
35-15238	378	31.6	2.6	17.8	.225	.270	.505	0.81	unimod.gleichver.	Y
36-14761	343	66.9	7.0	11.2	.115	.152	.733	1.85	unimod.parallel	Y
37-15235A	189	66.9	7.9	29.7	.086	.176	.738	2.15	unimod.parallel	Y
38-15235B	176	74.2	11.9	16.7	.083	.134	.783	2.24	unimod.parallel	Y
39-16836-7	259	19.8	3.5	59.1	.221	.231	.448	0.71	unimod.gleichver.	Y
40-16070	217	46.3	5.5	23.9	.155	.259	.616	0.38	unimod.gleichver.	Y
41-14943	140	64.1	12.1	37.9	.087	.203	.710	2.10	unimod.parallel	Y

Tab. IIIa-b: Chemische Analysen und Mesonormen (Fundorte vgl. Tab. I)

	Nr.
Fein- bis mittelkörnige Granite	: 1 - 10
Flasergranite	: 11- 16
Granitmylonite, Orthoblastomylonite:	19- 22
Migm. Bi-Plg-Gneise	: 24- 27, 31, 36 (2 Proben)
Mylonite aus mig. Bi-Plg-Gneise	: 28, 29, 32
Gran-Cord-Sill-Gneise	: 35 (5 Proben)
Mylonit aus Gran-Cord-Sill-Gneis	: 33
Perlgneise	: 34, 37 (2 Proben)
Palite	: 38, 39

(Die Analysen mit der Nr. 1-9 aus CETIN, 1979; Nr. 10-12, 15-20 aus ULLRICH, 1983; Nr. 34-37 aus WINTER, 1967)

Anal. Gew. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	73.42	72.18	71.68	73.06	73.31	72.36	74.38	73.64	73.30	74.98	75.07	73.81	71.84
TiO ₂	.15	.32	.40	.29	.22	.26	.15	.15	.16	.07	.07	.14	.24
Al ₂ O ₃	14.65	14.14	14.50	14.40	14.51	14.81	13.88	14.60	14.67	13.94	15.54	14.58	15.53
Fe ₂ O ₃	.43	.58	.42	.38	.16	.29	.56	.45	.34	.38	.36	.26	.19
FeO	.81	1.69	1.78	1.32	1.33	1.51	.77	1.09	.98	.51	.61	.79	1.58
P ₂ O ₅	.27	.22	.52	.24	.22	.23	.15	.25	.26	.32	.35	.25	.23
MnO	.02	.02	.03	.02	.02	.01	.02	.02	.02	.03	.03	.04	.01
MgO	.47	.81	.83	.72	.58	.62	.43	.50	.50	.05	.06	.20	.62
CaO	.56	.85	1.09	.83	.64	1.05	.68	.61	.64	.54	.47	.70	1.06
Na ₂ O	3.37	3.06	3.28	3.28	3.34	2.67	3.33	3.34	3.43	2.90	3.91	3.67	2.68
K ₂ O	4.98	5.22	5.18	4.96	5.03	5.49	4.90	5.05	5.06	4.82	4.16	4.93	5.55
H ₂ O ⁺	.63	.41	.52	.57	.17	1.05	.46	.61	.62	.48	.75	.60	.91
Summe	99.76	99.50	100.23	100.07	99.53	100.35	99.71	100.31	99.98	99.02	100.38	99.97	100.44
Ba (ppm)	270	431	480	326	303	381	214	306	298	195	150	425	530
Rb "	196	199	255	258	233	221	211	226	191	302	517	215	243
Si "	56	86	89	75	68	96	51	55	62	22	14	88	107
Zr "	65	115	238	111	110		85	63	81	48	8	31	138
Mesonorm (%)													
ab	28.54	25.92	27.78	27.78	28.29	22.61	28.21	28.29	29.05	24.56	33.12	31.08	22.70
or	27.44	26.93	26.38	25.98	26.52	29.08	27.19	27.44	27.57	27.85	23.79	27.68	29.29
an	1.01	2.79	2.00	2.55	1.73	3.70	2.39	1.39	1.47	.58	.04	1.84	3.75
q	34.30	33.18	31.89	33.88	33.96	34.20	35.20	34.26	33.32	39.39	36.36	32.78	33.37
bi	3.23	6.44	6.97	5.45	5.18	5.61	2.86	3.98	3.84	1.09	1.39	2.74	5.87
mt	.62	.84	.61	.55	.23	.42	.81	.65	.49	.55	.52	.38	.25
il	.14	.30	.38	.28	.21	.25	.14	.14	.15	.07	.07	.13	.23
ap	.64	.52	1.23	.57	.52	.54	.35	.59	.61	.76	.83	.59	.54
c	3.34	2.43	2.76	2.70	2.93	3.12	2.22	3.13	3.01	3.74	3.58	2.53	3.74

Tab. IIIB: Erklärung s. Tab.IIIa

Anal. Gew.-%	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	73.16	73.90	74.69	74.18	72.21	74.15	74.48	72.70	73.20	71.20	69.10	69.70	69.40
TiO ₂	.22	.09	.10	.09	.20	.14	.09	.13	.11	.46	.34	.29	.32
Al ₂ O ₃	14.78	14.46	14.03	14.29	14.16	14.05	14.51	14.90	14.50	14.00	14.70	14.90	15.50
Fe ₂ O ₃	.16	.52	.30	.18	.24	.33	.36	.10	.30	.51	.60	.47	.30
FeO	1.44	.76	.72	.86	1.21	.97	.67	1.08	.76	2.35	2.51	2.04	2.50
P ₂ O ₅	.22	.28	.29	.30	.31	.34	.32	.43	.33	.16	.10	.18	.13
MnO	.01	.04	.06	.05	.02	.02	.09	.03	.02	.05	.06	.06	.06
MgO	.49	.18	.16	.20	.31	.06	.09	.32	.19	.88	1.12	.79	.89
CaO	.79	.84	.52	.57	.60	.89	.63	.56	.50	1.41	2.82	2.45	2.91
Na ₂ O	2.79	3.64	3.46	3.81	4.06	2.59	3.81	3.97	4.07	3.05	3.85	2.75	3.31
K ₂ O	5.17	4.18	4.51	4.28	5.25	5.92	4.44	5.74	4.68	4.88	2.99	4.92	2.97
H ₂ O ⁺	1.13	.58	.79	.51	.63	.62	.71	.41	.59	.28	.51	.46	.52
Summe	100.36	99.17	99.63	99.32	99.20	100.08	100.20	100.37	100.25	99.23	98.70	99.01	98.90
Ba (ppm)	570	100	105	286	285	230	365	375	193	892	587	1018	665
Rb "	270	266	261	287	273	245	295	149	225	149	141	134	121
Str "	82	66	32	55	74	68	65	78	49	121	131	140	132
Zr "	135	10	7	16	95	46	18	46	35	207	132	152	147
Mesonorm (%)													
ab	23.63	30.83	29.31	32.27	34.39	21.94	32.27	33.63	34.47	25.83	32.61	23.29	28.04
or	27.52	23.33	25.40	23.71	28.75	33.68	25.21	31.74	26.33	23.75	11.93	24.66	12.24
an	2.48	2.33	.68	.86	.95	2.19	1.03	.04	.32	5.95	13.33	10.97	13.58
q	36.05	35.70	36.99	35.24	28.06	35.46	34.86	27.63	31.45	32.19	29.49	30.12	32.90
bi	5.10	2.34	2.15	2.71	3.86	2.29	1.79	3.71	2.26	8.49	9.54	7.40	8.94
ml	.23	.32	.44	.26	.35	.48	.52	.15	.44	.74	.87	.68	.57
il	.21	.09	.10	.09	.19	.13	.09	.12	.10	.44	.32	.28	.30
ap	.52	.66	.68	.71	.73	.80	.76	1.01	.78	.38	.24	.42	.31
c	3.68	3.08	3.20	3.06	1.44	2.58	3.05	2.16	2.61	1.52	.23	1.02	1.85
Anal. Gew.-%													
SiO ₂	69.50	69.84	69.40	73.00	70.20	70.80	62.83	63.66	60.22	69.62	63.07	58.60	60.09
TiO ₂	.35	.35	.34	.04	.28	.29	1.11	1.04	1.02	.35	.88	.94	.79
Al ₂ O ₃	15.40	15.30	14.70	13.70	15.30	14.80	18.10	15.55	19.52	15.28	16.75	18.08	18.15
Fe ₂ O ₃	.40	.81	.59	.09	.51	.45	.90	.82	.76	.74	.72	1.30	1.37
FeO	2.75	2.51	2.52	.48	2.19	2.26	7.06	5.80	6.55	2.09	5.38	3.74	3.39
P ₂ O ₅	.12	.37	.27	.20	.29	.22	.05	.30	.13	.09	.19	.51	.52
MnO	.07	.07	.08	.03	.07	.07	.13	.07	.09	.05	.06	.06	.06
MgO	1.04	.96	1.03	.17	.67	.68	2.40	3.43	2.84	.43	3.51	3.05	3.67
CaO	2.96	2.89	2.89	.63	2.61	2.59	.32	1.82	1.00	3.34	1.73	4.22	2.73
Na ₂ O	3.39	3.13	3.86	3.41	3.74	3.67	.75	3.00	1.61	3.55	2.84	3.57	3.23
K ₂ O	2.98	3.20	2.91	6.84	2.77	2.79	4.74	3.00	4.38	3.17	3.63	4.67	5.22
H ₂ O ⁺	.38	.43	.46	.35	.37	.38	1.19	1.22	1.16	1.06	1.22	.65	1.23
Summe	99.34	99.86	99.05	98.94	98.95	99.00	99.58	99.71	99.28	99.77	99.98	99.39	99.85
Ba (ppm)	554	596	535	56	548	528	931	634	843	696	811	1374	-
Rb "	113	132	133	168	90	102	310	170	424	148	238	252	-
Str "	137	140	135	35	151	157	-	-	-	-	-	-	-
Zr "	146	146	136	-	126	121	-	-	-	-	-	-	-
Mesonorm (%)													
ab	28.71	26.51	32.69	28.88	31.68	31.08	6.35	25.41	13.64	30.07	24.05	30.24	27.36
or	11.61	13.64	11.62	39.40	12.11	12.01	13.10	2.14	10.64	15.21	6.27	15.89	19.99
an	13.90	11.91	12.57	1.82	11.05	11.41	1.24	7.06	4.11	15.98	7.34	17.59	10.14
q	32.36	34.23	30.37	26.17	33.06	33.83	39.77	31.66	32.30	29.92	29.47	12.35	16.93
bi	10.08	8.8	9.3	1.73	7.19	7.58	25.10	25.57	25.41	6.00	24.82	18.77	17.84
ml	.58	1.17	.86	1.13	.74	.65	1.31	1.19	1.10	1.07	1.04	1.89	1.95
il	.33	.33	.32	.04	.27	.28	1.05	.99	.97	.33	.23	.89	.75
ap	.28	.67	.64	.47	.68	.52	.12	.71	.31	.21	.45	1.20	1.23
c	1.49	2.31	.96	.02	2.08	1.55	11.28	4.77	10.63	.14	5.45	.69	3.46

Abb. 1 - 41: Regelungsdiagramme der Quarz C-Achsen (gezeichnet im Schmid'schen Netz, untere Halbkugel)

Die großen Abb. Nr. in der Mitte sind identisch mit der Nr. der Tab. I = Fundort.

Nr. links oben = Schliff Nr. des Min. Petr. Instituts

Nr. links unten = Zahl der Meßpunkte (n)

% - Angaben rechts unten geben die Isolinien entsprechend einer Zählgreisgröße von 1% der Gesamtfläche im Abstand von 0.5%-1% - 3% - 5% und Max.%.
 0.5%-1% - 3% - 5% und Max.%.

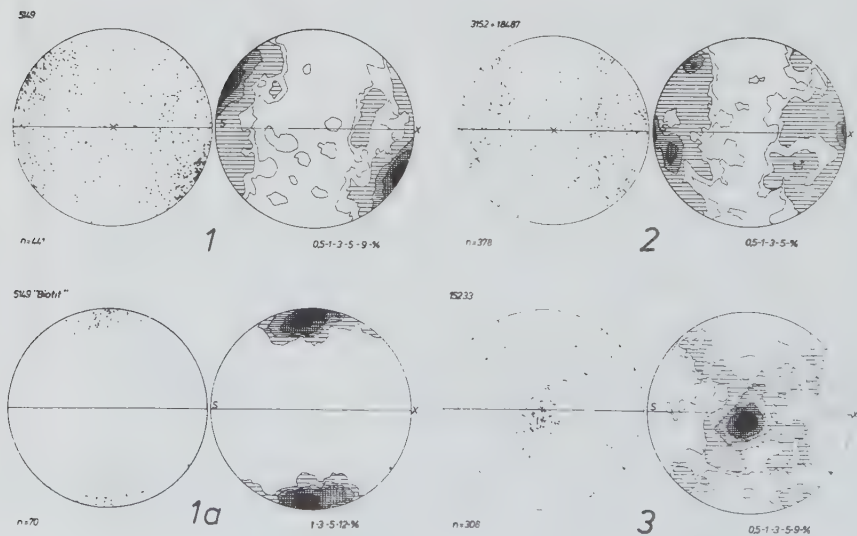


Abb. 4-11

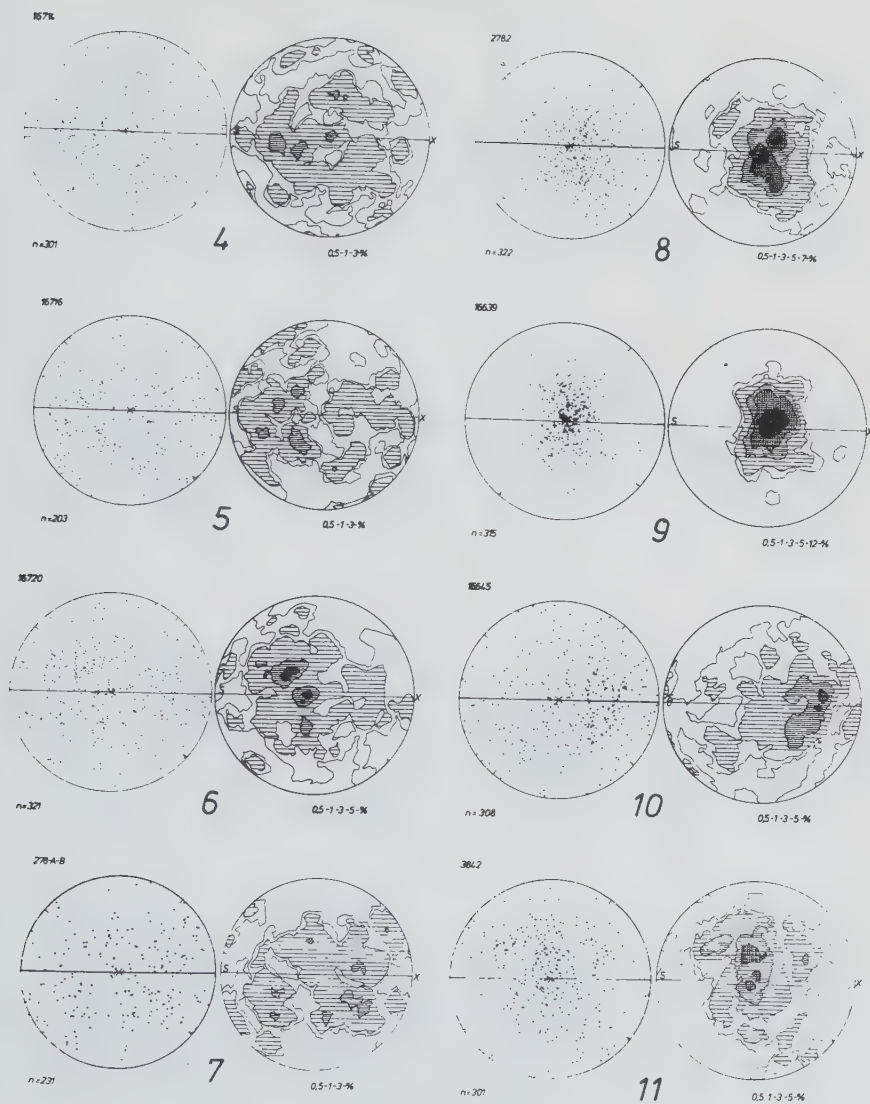


Abb. 12-19

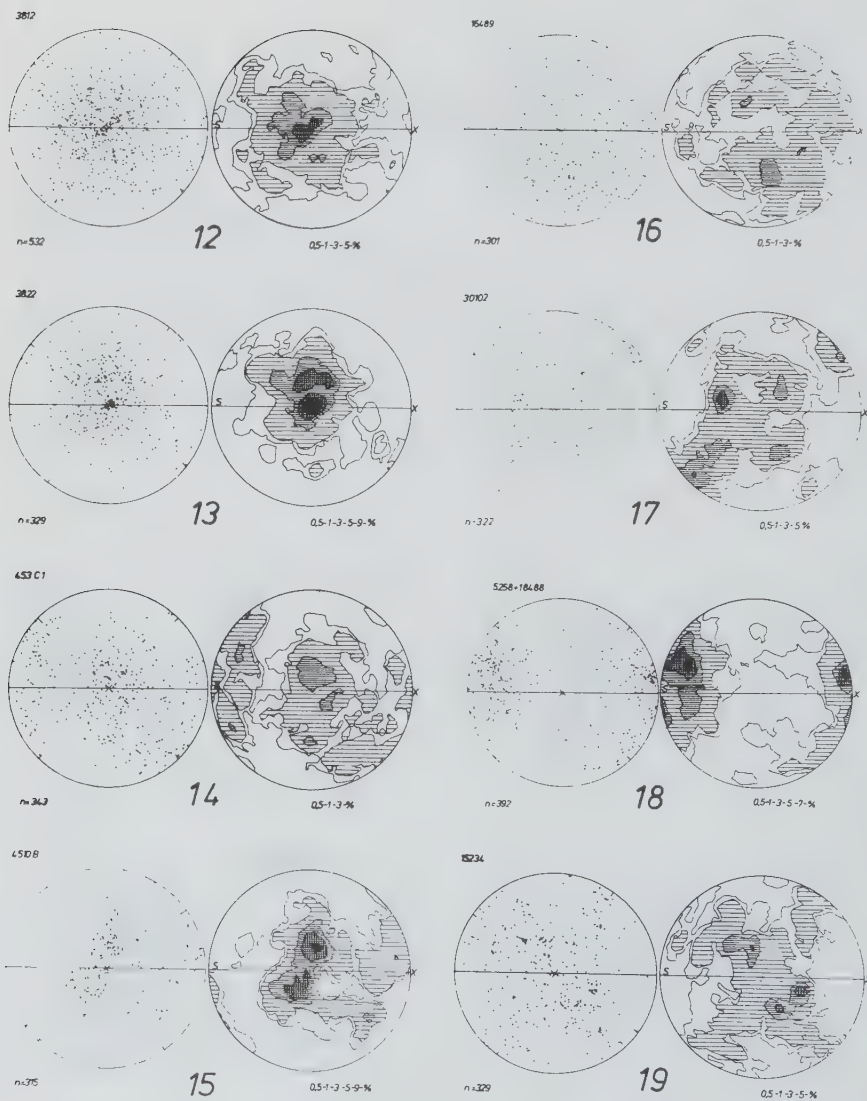


Abb. 20-26

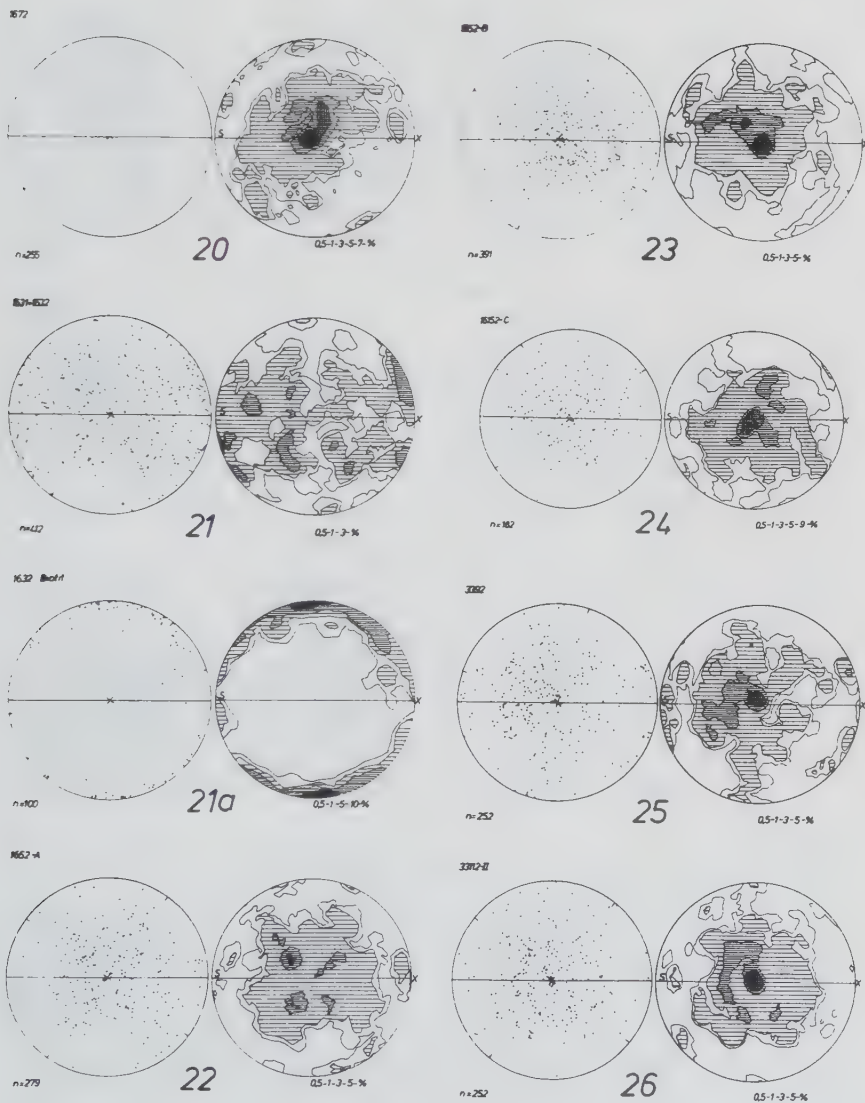
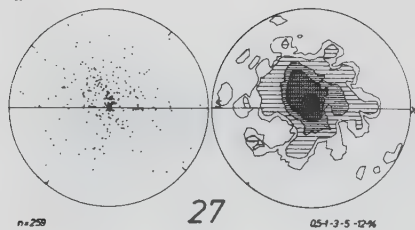


Abb. 27-34

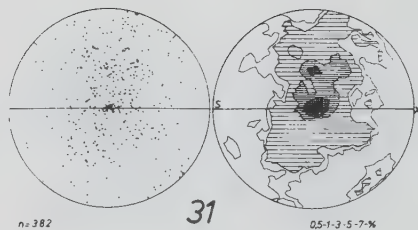
3012-1



n=259

0.5-1-3-5-12%

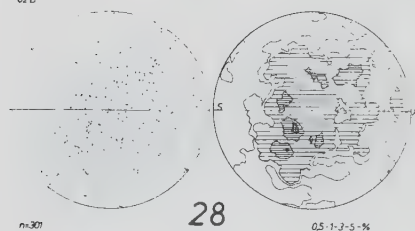
H 1-2



n=382

0.5-1-3-5-7-%

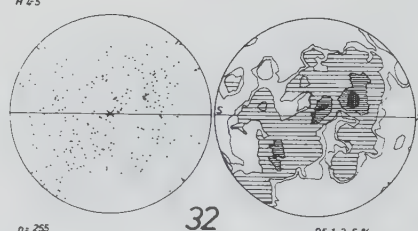
62 B



n=301

0.5-1-3-5-%

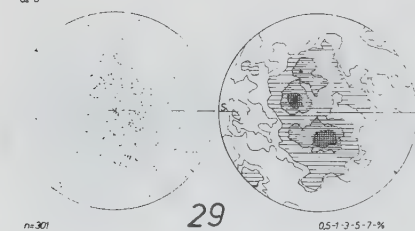
H 4-5



n=255

0.5-1-3-5-%

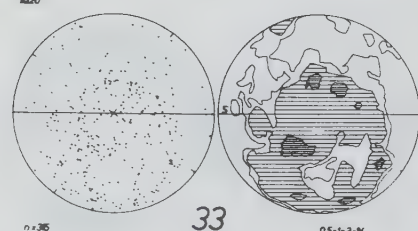
62 G



n=301

0.5-1-3-5-7-%

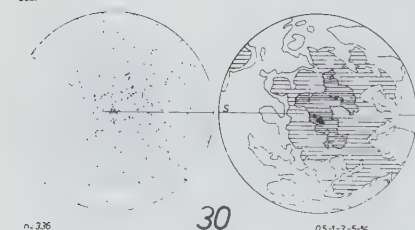
1020



n=365

0.5-1-3-%

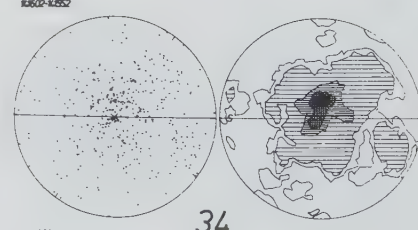
68 B



n=336

0.5-1-3-5-%

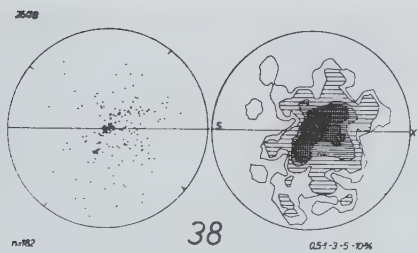
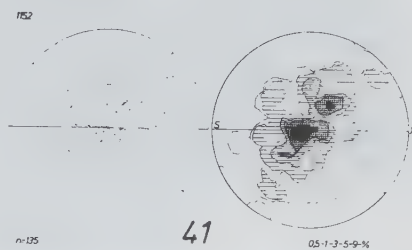
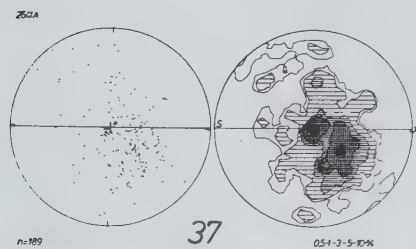
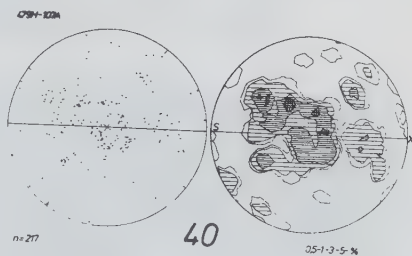
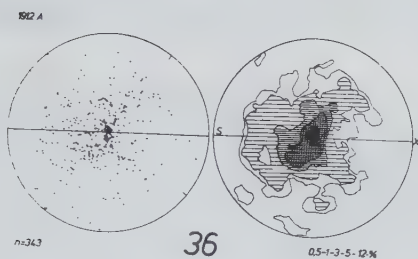
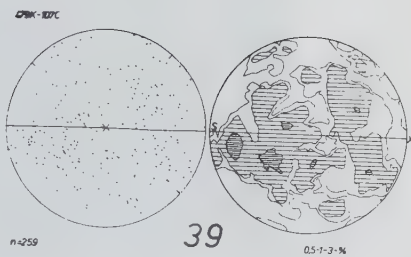
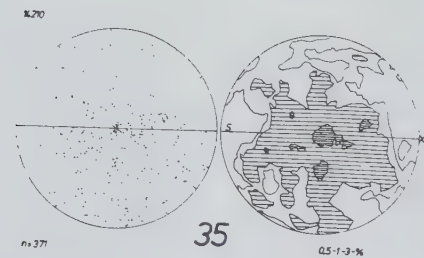
11602-11652



n=406

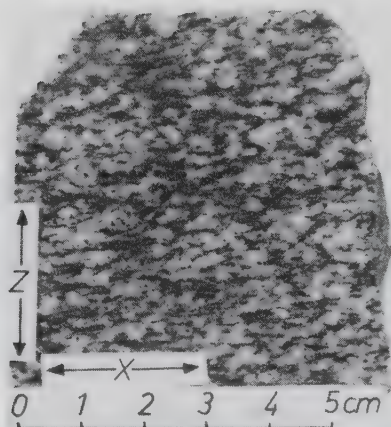
0.5-1-3-5-7-%

Abb. 35-41

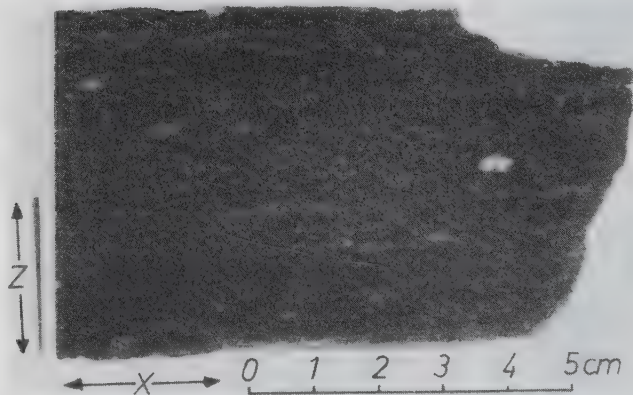


TAFEL- I

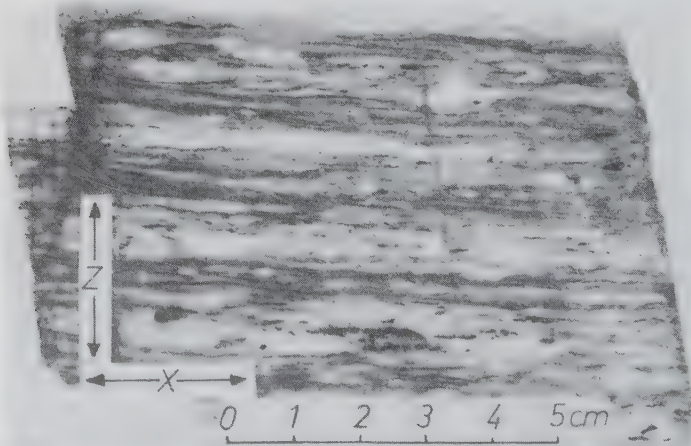
Vergleich der Handstück-
proben der Mylonite aus
granitischen Gesteinen



A: "Flasergranit":
Agleite, Bl.Miltach
(Kap. 6.4.1)



B: Granitmylonit:
Steinklamm, Bl.
Miltach (Kap. 6.4.2)



C: "Orthoblastomylonit"
Drachselsried, Bl.Lam
(Kap. 6.3.1)

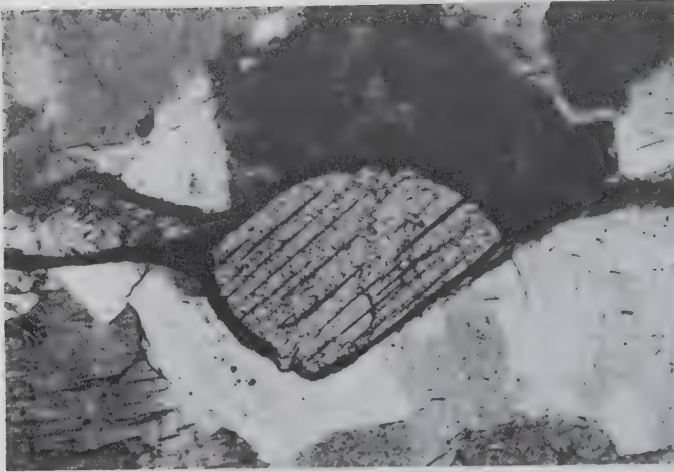
Gefügebilder der Mylonite aus granitischen Gesteinen.

Bildbreite = 8 mm

A: "Flasergranit":
Agleite, Bl.Miltach (Kap.6.4.1).

B: Granitmylonit:
Steinklamm, Bl.
Miltach (vgl. Kap.
6.4.2).

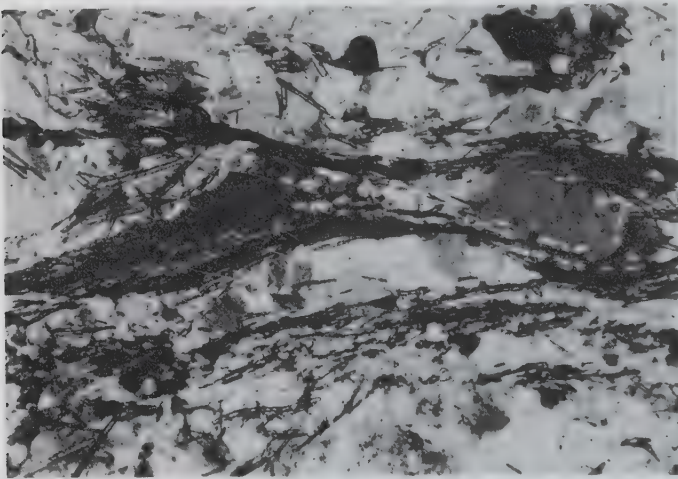
C: "Orthoblastomylonit": Drachselsried, Bl.Lam (vgl. Kap. 6.3.1).



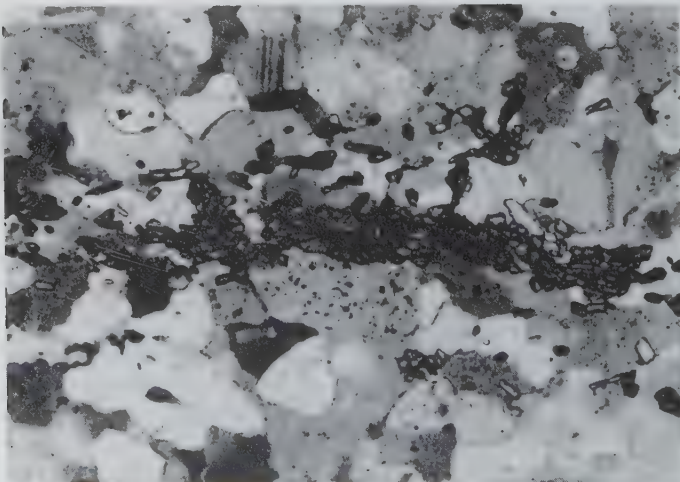
Al_2SiO_5 - Phasen
in granitischen
Gesteinen

Bildbreite = 1 mm

A: Andalusit mit
Fibrolithsaum,
Granite, Flaser-
granite N der
Pfahlzone (vgl.
Kap. 6.4.1).



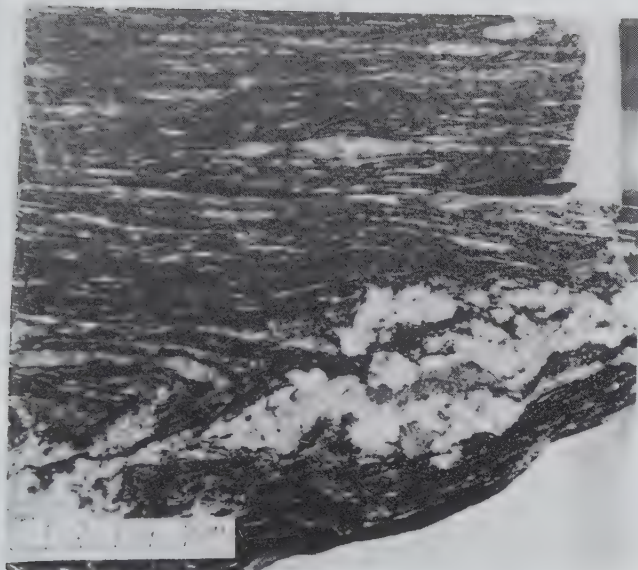
B: Sillimanitnadeln,
Flasergranite,
Granitmylonite
der Rundinger-
Zone (vgl. Kap.
6.4.2)



C: Sillimanite mit
prismatischem
Querschnitt,
Orthoblastomylo-
nite der Rundin-
ger-Zone
(vgl. Kap. 6.3.1).

TAFEL- IV

WNW



ESE

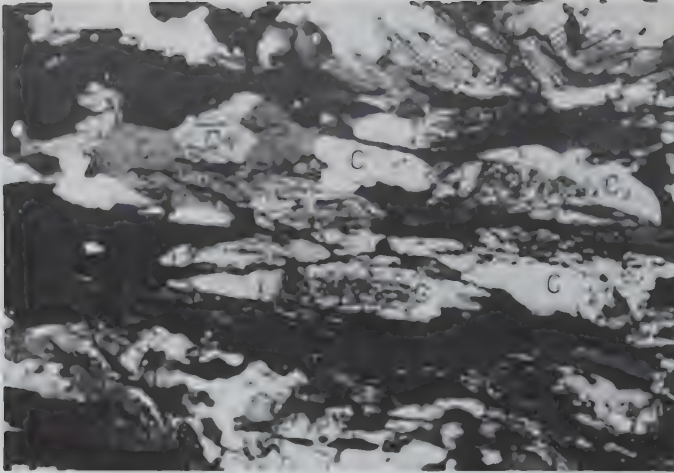
A: Mylonitzone im metatekt. Gran-Cord-Sill-Gneis (vgl. Kap. 6.3.2, Abb. 6.5)
Stbr. Eck, Bl. Miltach.

N



S

B: Mylonitzone ("Gleitbrettverformung") im migmat. Bio-Plag-Gneis (vgl.
Kap. 6.4.3, Abb. 6.8), Stbr. N Gehmannsberg, Bl. Unterfrauenau.

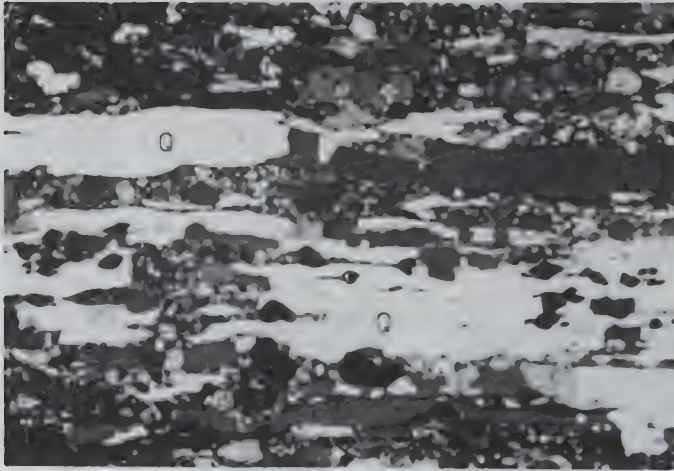


Gefügebilder der
Mylonite aus metatekt.
Gran-Cord-Sill-Gneisen
(Rundinger-Zone, vgl.
Kap. 6.3.2).

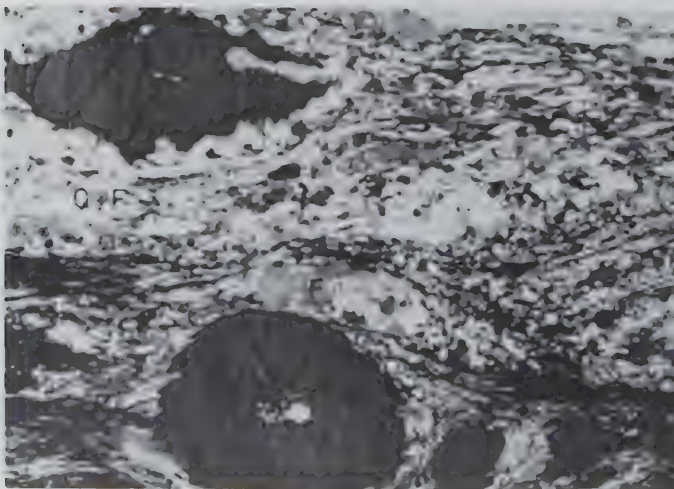
Bildbreite = 8 mm

C: Cordierit
Q: Quarz
F: Feldspat
G: Granat

A: "Eck"
Bl. Kötzing

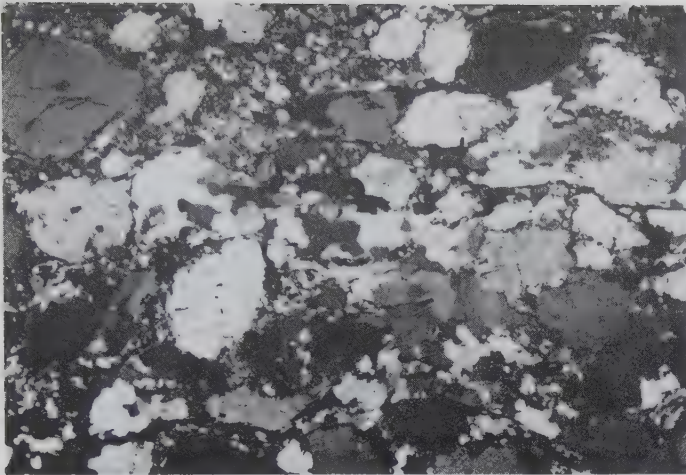


B: "Salliz"
Bl. Regen

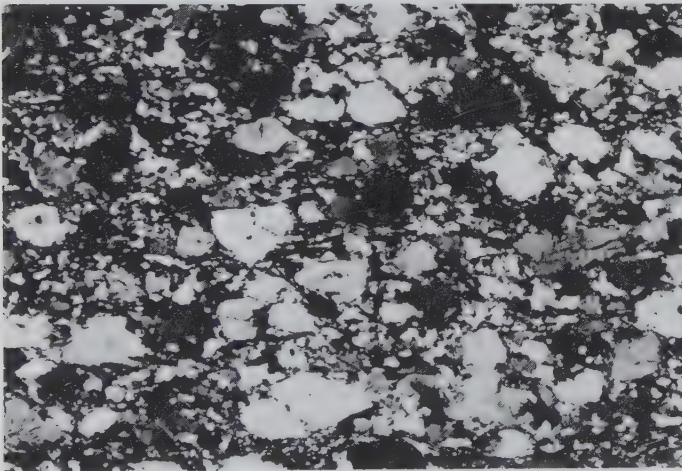


C: "Ascherholz"
Bl. Miltach

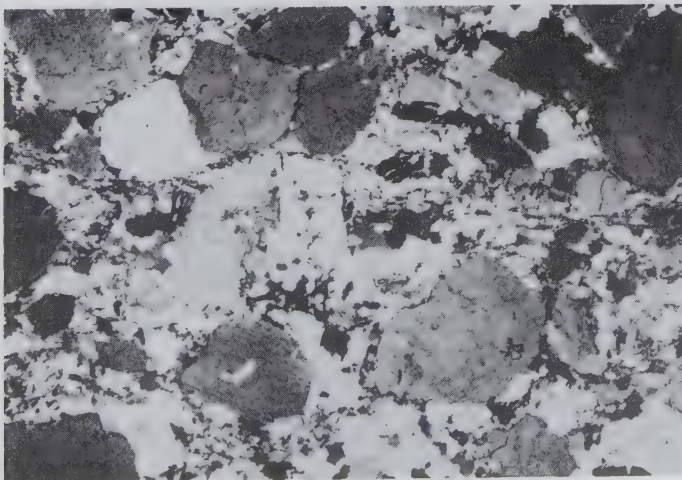
Bildbreite = 8 mm



A: Migmat. Bio-Plag-Gneis (Gehmannsberg,, Bl. Unterfrauenau, vgl Kap. 6.4.3).



B: Mylonitzone in migmat. Bio-Plag-Gneis (vgl. Tafel IV-B u. Kap.6.4.3)



C: Perlgneisgefüge: Runde "perlige" Feldspäte und schwach Deformierte Quarze (Stbr. bei Padling, vgl. Kap. 6.4.4).

Palitmylonite der
Pfahlzone bei Buch-
berger, Bl. Freyung
(Kap. 6.4.5)

Bildbreite = 8 mm

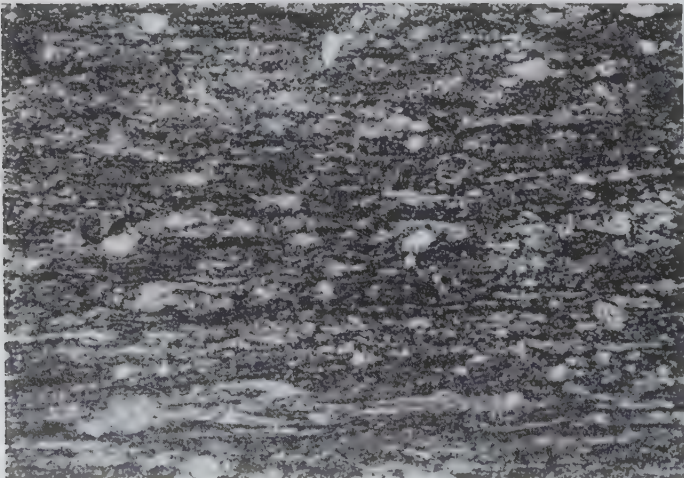
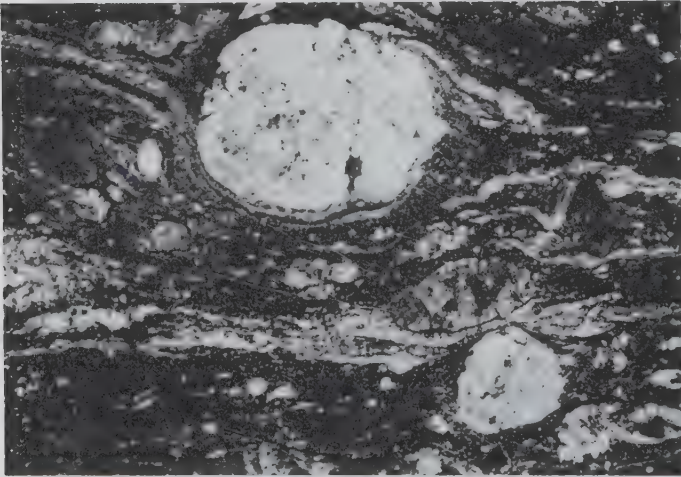
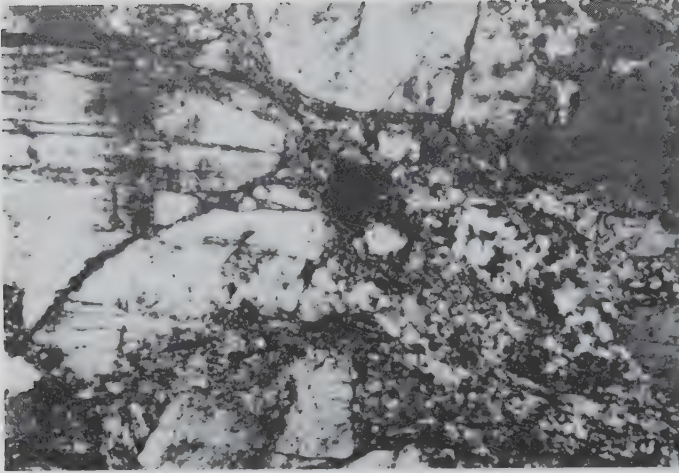
nach unten
zunehmender
Verformung

A: Rand der Zone

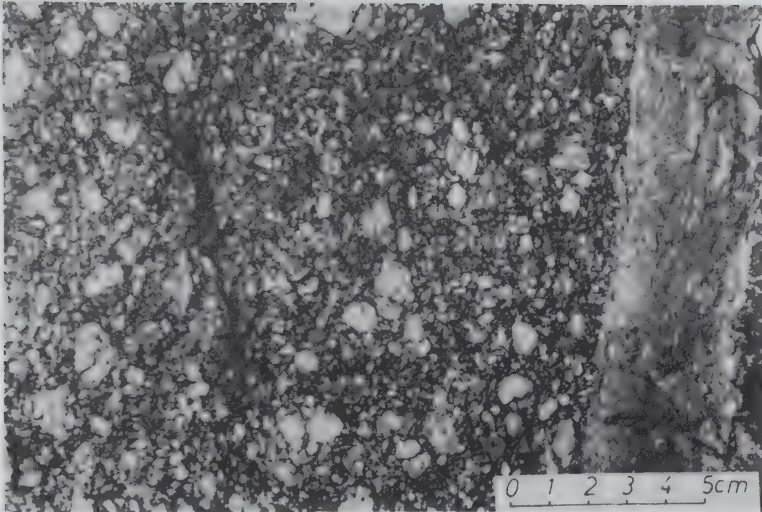
Bewegungssinn

B: Mylonitzone (große
gerundete Feld-
späte in feiner
Matrix zeigen den
Bewegungssinn
deutlich)

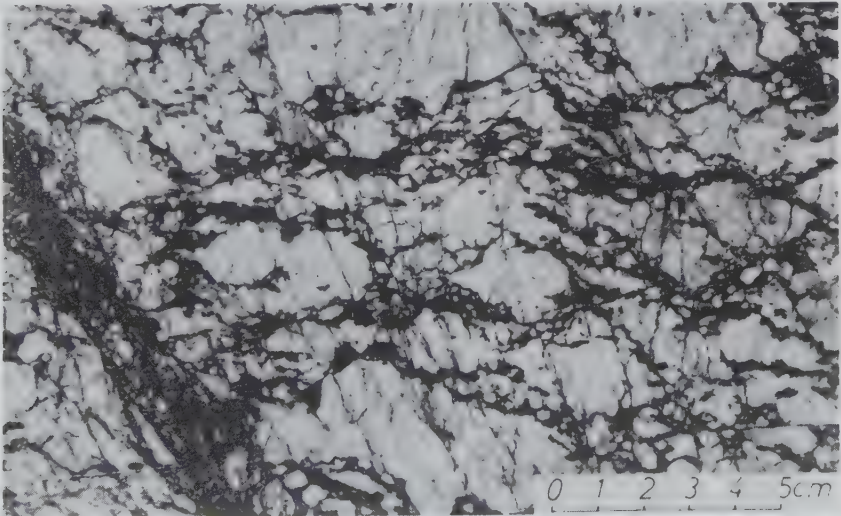
C: Stärker verform-
te Bereiche der
Mylonitzone. Größe
der Feldspatäugen
nimmt rapide ab,
Pfahlschiefer-ähn-
liches Gefüge (vgl
Tafel IX-A).



TAFEL VIII



A: Palit mit Aplitgang "Lassenstein" Bl. Regen. Feinkörniger quarzreicher Aplitgang zeigt höhere Verformung (vgl. Kap. 6.4.5).

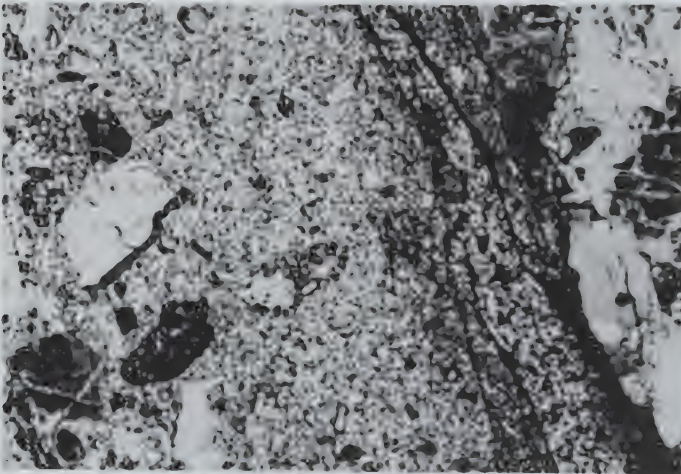


B: Grobkörniger Kristallgranit mit bruchdeformierten großen Kalifeldspäten wird von einer schmalen, jüngeren Bruchzone durchsetzt (vgl. Kap. 6.4.6).

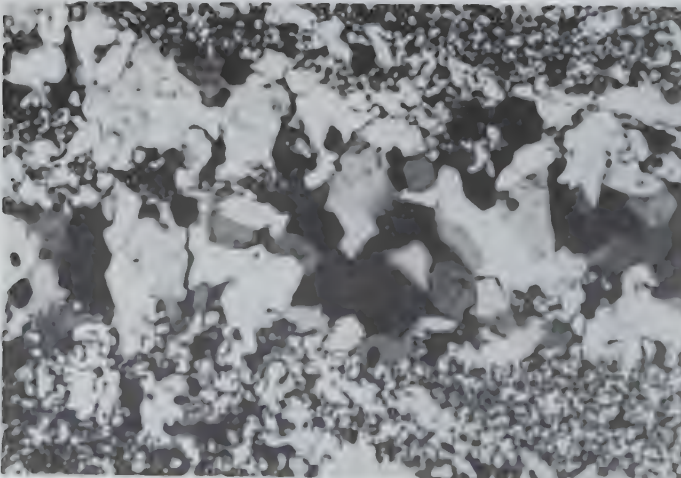


Mylonite der Pfahlschieferzone (Buchberger-Leite Bl. Freyung, S. Kap. 6/5, 61).

A: Pfahlschiefer
Bildbreite = 8 mm



B: Kataklastit (Bruchdeformation)
Bildbreite = 8 mm



C: Pfahlquarz mit hydrothermal gefüllten Klüften
Bildbreite = 1,5 mm

L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

- ADAM, J.-F. & WALLBRECHER, E. (1980): Quantitative comprasion of quarzt fabrics from different tectonic levels using new methods of clustering end eigenvalue analysis. - Intern. Conference on the Effect of Deformation on Rocks, Abstracts, April 9-12; Göttingen
- ALTHAUS, E. (1967): The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. An experimental and petrologic study. - Contr. Miner. Petr. 16: 29-44
- ANDRITZKY, G. (1962): Anatexis im Regensburger Wald. - N. Jb. Miner. Abh., 99: 79-112.
- AVÉ`LALLEMENT, H.G. & CARTER, N.L. (1971): Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientation. - Am. J. Sci., 270: 218-235.
- AVÉ`LALLEMENT, H.G. (1978): Experimental deformation on diopside and websterite. - Tectonophysics, 48: 1-12.
- BAETA, R.D. & ASHBEE, K.H.G. (1969): Slip system in quartz. -Am. Mineral., 54: 1551-1582.
- BEER, W.W. (1981): Die Strukturelle Entwicklung der Metamorphite des Bayerischen Waldes. - Diss. Univ. Göttingen.
- BEHR, H.J. (1978): Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stokwerk Mitteleuropas. - Z. dt. Geol. Ges., 129: 283-318.
- BEHR, H.-J., ENGEL, W. & FRANKE, W. (1980): Guide to Exkursion: Münchberger Gneismasse, Bayerischer Wald. - Intern. Conference on the Effect of Deformation on Rocks, April 9-12, Göttingen
- BELL, T.H. & ETHERIDGE, M.A. (1973): Microstructure of mylonites and their descriptive terminologie. - Lithos, 6:337-348.
- BERNER, D. (1971): Geolog.-petrographische Untersuchungen an der Donauleite zwischen Grubweg und Erlau, Bl. Obernzell. -Dipl. Arb. Univ. München.
- BLACIC, J.D. (1975): Plastic deformation mechanism in quartz: the effect of water. - Tectonophysics, 27: 271-294.
- BLÜMEL, P. (1970): Die polymetamorphe Entwicklungsgeschichte der moldanubischen Hangendserien Ostbayerns. - Diss. Univ. München
- BLÜMEL, P. (1972): Die Analyse von Kristallisation und Deformation einer metamorphen Zonenfolge im Moldanubikum von Lam - Bodenmais, E-Bayern. - N. Jb. Miner. Abh., 118: 74-96.

- BLÜMEL, P. (1977): Stoffbestand und Metamorphose im Bayerischen Moldanubikum insbesondere der progressiv-metamorphen Serie des nördlichen Bayerischen Waldes (Arber-Osser-Serie). - La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale, C oll. Intern. CNRS, Rennes, 243: 349-357.
- BLÜMEL, P. (1978): Die Bedeutung kontinuierlicher und diskontinuierlicher Mineralreaktionen als PT- Indikatoren der Metamorphose im präpermischen Kristallin Süddeutschlands. - Z. dt. Geol. Ges., 129: 359-375.
- BLÜMEL, P. (1981): PT-Conditions of polymetamorphism in the Variscan basement of Bavarian Forest. - Terra cognita, spec. iss. spring, 1981.
- BLÜMEL, P. (1983): Excursion E: The western margin of the Bohemian Massiv in Bavaria; DMG, SFMC Joint Meeting 1983. -Fortschr. Miner., 61, BH. 2: 171-195.
- BLÜMEL, P. & SCHREYER, W. (1976): Progressiv regional low pressure metamorphism in Moldanubian metapelites of the Northern Bavarian Forest, Germany. - Kristallinikum, 12: 7-20.
- BLÜMEL, P. & SCHREYER, W. (1977): Phase relation in pelitic and psammitic gneises of the Sillimanit-Potas-Feldspar and Cordierite-Potas-Feldspar zones in the Moldanubicum of the Lam-Bodenmais area, Bawaria. - J. Petrol., 18: 431-459.
- BOUCHEZ, J.L., D.H. MAINPRICE, L. TREPIED & C. DOUKHAN (1984): Secondary lineation in a high-T quartzite (Galicia, Spain), an explanation for an abnormal fabric. - J. Struct. Geol. 6, 159-165.
- BREDDIN, H. (1955): Tektonische Gesteinsdeformation im Karbon-gürtel Westdeutschlands und Süd-Limburg. - Z. dt. Geol. Ges., 107: 232-260.
- BURG, J.P. & LAURENT, P. (1978): Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. - Tectonophysics, 47: 15-42.
- CARTER, N.L. (1971) Static deformation of silica and silicates. - J. Geophy. Res., 76 (23): 5514-5540.
- CARTER, N.L., GRIGGS, D.T. & CHRISTIE, J.M. (1964): Experimental deformation and rekristallisation of quartz. - J. Geol., 71: 687-733.
- CETIN, B. (1979): Geochemische und petrographische Untersuchungen an klein- bis mittelkörnigen Graniten des Bayerischen Waldes. - Dipl. Arbeit Univ. München.
- CHRISTIE, J.M. (1963): The Moine thrusts in the Assynt region, northwest Scotland. - Geol. Sci., 40 (6): 345-419.
- CHRISTIE, J.M. & ARDEL, A.M. (1974): Substructures of deformation lamellea in quartz. - J. Geol., 72: 734-736.
- CHRISTIE, J.M. & GREEN, H.W. (1964): Several new slip mechanisms in quartz. - Eos (Am. Geophys. Un., Transactions), 45: 103.

- CHRISTIE, J.M., GRIGGS, D.T. & CARTER, N. (1964): Experimental evidence of basal slip in quarz - J. Geol., 72: 734-756.
- CHRISTIE, J.M., GRIGGS, D.T. & CARTER, N.L. (1966): Experimental deformation and recrystallization of quarz and experimental evidence of basal slip in quarz: reply. - J. Geol., 74: 368-371.
- CHRISTIE, J.M. & ORD, A. (1980): Flow stress from microstructures of mylonites: Example and current assessment - J. Geophysic. Res., 85, B 11: 6253-6262.
- CHRISTINAS, P. (1982): Rb/Sr-Alter und Genese der Palitgesteine vorderen Bayerischen Waldes. - Diss. Univ. München.
- CHRISTINAS, P., KÖHLER, H., MÜLLER-SOHNUS, D. (1981): Zur Altersstellung und Genese der Palitgesteine des Rb-SR Altersbestimmung. - Fortschr. Mineral. 59 Bh 1.
- CLOOS, E. (1947): Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland. - Geol. Soc. Am. Bull., 58: 848-918.
- DAVIS, G.L. & SCHREYER, W. (1962): Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. - Geol. Rdsch., 52: 146-169.
- DUNNET, D. (1969): A technique of finite strain analysis using elliptical particles - Tectonophysics, 7: 117-136.
- EL GABY, S. (1973): Die Entwicklund der Anatexite von Roding, Regensburger Wald. - Geol. Bavarica., 68: 65-86.
- ESKOLA, P. (1939): Die metamorphen Gesteine - In BARTH, T.F.W., CORRENS, C.W. & ESKOLA, P.: "Entstehung der Gesteine" Springer Verlag, Berlin 1939
- FAIRBAIRN, H.W. (1949): Structural petrology of deformed rocks. - Addison-Wesley Press. Inc., 335 S.; Cambridge, Mass.
- FISCHBACH, E. (1970): Some Techniques of Universal Stage Conoscopy - N.Jb.Min. Mh. 10: 343-347.
- FISCHER, G. (1936): Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Mähren. - Jb. preuß. Geol. L.-A. f. 1935, 56: 733-741.
- FISCHER, G. (1939-A): Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark. Die Gneise nördlich des Bayerischen Pfahles. - Jb. preuß. Geol. L.-A. f. 1938: 289-352.
- FISCHER, G. (1939-B): Geologischer Bau und Bodenschätze des Bayerischen Waldes. - Jb. preuß. Geol. L.-A. f. 1938: 855-857.
- FISCHER, G. (1959): Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. - Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F., 41: 1-22.

- FISCHER, G. (1966): Exkursionsführer: Ex. d. Deutsch. Min. Gesell.nach Ostbayern, 10.-13.9.1966.
- FISCHER, G. (1967): Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz und des Bayerischen Waldes - Der Aufschluß. 16, Sonderheft: 27-111.
- FISCHER, G. & TROLL, G. (1973): Bauplan und Gefügeentwicklung metamorphen und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. - Geol. Bavarica 68: 7-44.
- FLINN, D. (1962): On folding during three-dimensional progressive deformation. - Geol. Soc. London, Quart. J., 118: 385-433.
- FRENTZEL, A. (1912): Das Passauer Granitmassiv. - Geogn. Jh., 24: 105-192.
- FUMASOLI, M. (1974): Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Jorio-Tonale-Linie im Westen von Gravedona. -Diss. Zurich, Mitt. aus dem geol. Inst. ETH u. Univ. Zurich, NF 194, 230 S.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. (1973): Vergleichend U/Pb- und Rb/Sr-Isochronen im Bayerischen Teil des Moldanubikums. - Fortschr. Miner., 50, Bh. 3: 332-355.
- GRAUERT, B., HANNY, R. & SOPTAJANOVA, G. (1974): Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: the Moldanubicum of the area Lam-Deggendorf, eastern Bavaria, Germany. - Contr. Miner. Petr., 45: 37-63.
- GREEN, H.W., GRIGGS, D.T. & CHRISTIE, J.M. (1970): Syntectonic recrystallization and annealing of fine grained quartz aggregates. In: Experimental and natural rock deformation, P. PAULITSCH (ed.): 272-335, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.
- GRIEBEL, J. (1966): Geologisch-petrographische Untersuchungen im NE-Teil des Gradadabteilungsblattes Miltach. - Geol. Dipl. Arb., Univ. München.
- GRIGGS, D.T. (1967): Hydrolytic weakening of quartz and other silicates. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 14: 19-31.
- GRIGGS, D.T. & BELL, J.F. (1938): Experiments bearing on the orientation of quartz. - Geol. Soc. Am. Bull, 49: 1723.
- GRIGGS, D.T. & BLACIC, J.D. (1965): Quarz: Anomalous weakness of synthetic crystals. - Science, 147: 292-295.
- GRIGGS, D.T., TURNER, F.J. & HEARD, H.C. (1960): Deformation of rocks at 500 to 800°C. - In "Rock Deformation, GRIGGS, D.T. & HANDIN, P.J. (eds.): Geol. Soc. Am. Mem., 79: 39-104.
- GROMES, N. (1980): Geologische und mikrothermometrische Untersuchungen zur Mineralisation des Bayerischen Pfahls. - Dipl.-Arb., 119 S., Univ. Göttingen.
- GÜMBEL, C.W. (1868): Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. II. Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges. - 968 S.

- v. GUTTENBERG, R. (1969): Geologische-petrographische Untersuchungen an der Donauleite zwischen Erlau und Obernzell. - Dipl. Arbeit., Univ. München.
- v. GUTTENBERG, R. (1974): Stoffbestand und Metamorphose von Gesteinen der Bunten Serie am Südrand des Passauer Waldes. - Diss. Univ. München.
- HALL, W.D.M. (1972): The structural and metamorphic history of the Lower Pennine Neppes, Valle di Bosco, Ticino, Switzerland. - Ph.D. Thesis, Univ. of London.
- HIGGINS, M.W. (1971): Cataclastic Rocks. - Geol. Surv. Prof. Paper 687: 97 S., U.S. Governm. Printing Office: Washington.
- HOBBS, B.E. (1968): Recrystallization of Single Crystals of Quarz. - Tectonophysics, 6: 353-401
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. (1976): An Outline of Structural Geology. - J. Wiley & Sons, Inc., 571 S; New York, Syney, Toronto.
- HOFMANN, J. (1974): Das Quarzteilgefüge von Metamorphiten und Anatexiten, dargestellt am Beispiel des Osterzgebirges (DDR). - Freiburger Forsch.H., C297: 107 S.
- HOFMANN, R. (1962): Die Tektonik des Bayerischen Pfahles. - Geol. Rdsch., 52: 332-346.
- HOLDAWAY, J.M. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagramm. - Am. J. Sci. 277: 97-131.
- HOLDAWAY, J.M. & LEE, S.M. (1977) Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observation. - Cont. Mineral. Petrol., 63: 175-198. the Lower Pennine Neppes, Valle di Bosco, Ticino, Switzerland.
- HORN, P., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1983): A Rb/Sr WR-Isochron ("fluid inclusion") age of the Bayerischer Pfahl, eastern Bavaria. - Second E.U.G. Congress, Strasburg, 1983, Abstract.
- HSU, K.J. (1955): Granulites and mylonites of the region about Cucamonga and San Antonio Canyons, San Gabriel Mountains, California. - Calif. Univ. Pubs. Geol. Sci., 30 (4): 232-352.
- JAMES, R.S. & HAMILTON, D.L. (1969): Phase Relation in the System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - SiO_2 . - Contr. Miner. and Petrol., 21: 111-141.
- KERN, H. (1977): Preferred orientation of experimentally deformed limestone marble, quartzite and rock salt at different temperatures and states of stress. - Tectonophysics, 39: 103-120.
- KNOFF, E.B. (1931): Retrogressive metamorphisme and phylonitization. - Am. J. Sci., 5 v. 21: 1-27.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1976): Rb/Sr-Altersbestimmungen und Sr-Isotopensystematik an Gesteinen und Mineralen des Regensburger Waldes. - Fortschr. d. Min., 54, 1: S. 47.

- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1980): Rb-Sr-Systematics on Paragneis Series from the Bavarian Moldanubicum, Germany. - *Cotr. Min. Petrol.*, 71:387-392.
- KÖHLER, H., CHRISTINAS, P. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1983) Rb-Sr-thin slab measurements on blastomylonitic rocks from the Bavarian Moldanubicum. - Second E.U.G.- Congress, Strasburg, 1983, Abstract.
- KOHLSTEDT, D.L. & WEATHERS, M.S. (1980): Deformation induced microstructures and differential stresses in deeply eroded fault zones. - *J. Geoph. Res.*, 85, B 11: 6269-6285.
- KRAUS, G. (1962): Gefüge, Kristallgrößen und Genese des Kristallgranit-I im Vorderen Bayerischen Wald. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 97: 357-434.
- KRAUSS, U. (1967): Korngefügestudien an quartzführenden Tektoniten des ostbayerischen Grenzgebirges. - *Diss.*, 47 S., München.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. - *Abh. Sächs. Geol. L.-A.*, 1: 39 S.; Leipzig.
- KRÜCKEBERG, F. (1968): Eine Programmiersprache für Gefügekundliche Arbeiten - *Tek. Hefte*, 8: 7-53
- LAPWORTH, C. (1885): The Highland controversy in British geology; its causes, course, and consequences. - *Nature*, 32: 558-559.
- LAUBSCHER, H.P. (1970): Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese. - *S.M.P.M.*, 50: 565-596.
- LIST, K.F., (1958): Geologische-petrographische Untersuchungen im Westteil des Gradabteilungsblattes Lalling. - *Dipl. Arb.*, Univ. München.
- LISTER, G.S. (1977): Discussion: crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. - *Tectonophysics*, 39: 51-54.
- LISTER, G.S. (1981): The effect of the basal prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. - *J. Struct. Geol.*, 3: 67-75.
- LISTER, G.S. & HOBBS, B.E. (1980): The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. - *J. Struct. Geol.*, 2: 355-370.
- LISTER, G.S. & PATERSON, M.S. (1979): The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: fabric transitions. - *J. Struct. Geol.*, 1: 99-115.
- LISTER, G.S., PATERSON, M.S. & HOBBS, B.E. (1978): The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the model. - *Tectonophysics*, 45: 107-158.
- LISTER, G.S. & PRICE, G.P. (1978): Fabric development in a quartz-feldspar-mylonite. - *Tectonophysics*, 49: 37-78.

- LUTH, W.C., JAHNS, T.H. & TUTTLE, O.F. (1964): The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. - J. Geophys. Res. 69: 759-773.
- LUTON, M.J. & SELLARS, C.M. (1969): Dynamic recrystallisation in nickel and nickel iron alloys during high temperature deformation. - Acta. Metall. 17: 1033-1043.
- MASCH, L. (1966): Geologisch-petrographische Untersuchungen im NW-Viertel des Gradabteilungsblattes Miltach. - Dipl. Arb., Univ. München.
- MERCIER, J.C.C., DOUGLAS, A.A. & CARTER, N.L. (1977): Stress in the Lithosphere: Inferences from steady state flow of rocks. - Pageoph. 115: 199-226.
- MERRILL, R.B. ROBERTSON, J.K. & WYLLIE, P.J. (1970): Melting reactions in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O to 10 kilobars compared with result for other feldspar-quartz- H_2O and rock- H_2O systems. - J. Geol., 78: 558 - 569.
- MITRA, S., & TULLIS, J. (1979): A comparison of intracrystalline deformation in naturally and experimentally deformed quartzites. - Tectonophysics, 53: T21-T27.
- NICOLAS, A. & POIRIER, J.P. (1976): Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. - J. Wiley & Sons, London, : 444 S.
- OTT, W. -D. (1968): Geologisch-petrographische Bearbeitung des Süd- Ostteil des Gradabteilungsblattes Englmär. - Dipl. Arb., Univ. München.
- PROPACH, G. (1977): Variscan granitization in the Regensburger Wald, West Germany. - N. Jb. Miner. M.N. 1977: 97-111.
- RAMSAY, J.. (1967): Folding and Fracturing of Rocks. - McGraw-Hill, New York: 568 S.
- RAMSAY, J.G. (1976): Displacement and strain. - Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 283: 3-25.
- RAMSAY, J.G. (1980): Shear zone geometry: a review. - J. Struct. Geol., 2: 83-99.
- RAMSAY, J.G. & ALLISON, I. (1979): Structural analysis of shear zones in an alpinised hercynian granite. - Schw. Min. Petr. Mitt. 59: 251-279.
- RAMSAY, J.G. & GRAHAM, R.H. (1970): Strain variation in shear belts. - Can. J. Earth Sci., 7: 786-813.
- RICHARDSON, S.G., GILBERT, M.C. & BELL, P.M. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. - Amer. J. Sci., 267: 259-272.
- ROSS, J.V. & NIELSEN, K.C. (1978): High-temperature flow of wet polycrystalline enstatite. Tectonophysics, 44: 233-261.
- ROSS, J.V., AVE LALLEMENT, H.G. & CARTER, N.L. (1980): Stress dependence of recrystallized grain and subgrain size in olivine. - Tectonophysics, 70, 39-61.
- SANDER, B (1912): Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. - Geol. Reichsanst. Wien, 62: 219-228.

- SANDER, B. (1930): Gefügekunde der Gesteine. - Springer, 352 S; Wien.
- SANDER, B. (1948): Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper. I. Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. - Springer Verlag, 245 S., Wien, Innsbruck.
- SANDER, B. (1950): Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper. II. Teil: Die Korngefüge. - Springer Verlag, 490 S. Wien, Innsbruck.
- SCHMID, S.M., J.M. BOLAND & M.S. PATERSON (1977): Superplastic flow in fine-grained limeston. - Tectonophysics, 43 257-291.
- SCHREYER, W. (1957): Über das Alter der Metamorphose in Moldanubikum des südlichen Bayerischen Waldes. - Geol. Rdsch., 46: 306-317.
- SCHREYER, W. (1961): Aufbau, Entstehungsgeschichte und geologische Bedeutung des Natterntberges bei Deggendorf a.d. Donau. - Geol. Bl. No-Bayern, 11: 179-189.
- SCHREYER, W. (1967): Das Grundgebirge in der Umgebung von Deggendorf an der Donau. - Geologica Bavarica, 58: 77-85.
- SIBSON, R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanism. - J. Geol. Soc. London, 133, 191-213.
- SIBSON, R.H., McMoore, J. & RANKIN R.H. (1975): Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism. - J. Geol. Soc. London, 131: 653-659.
- SIMPSON, C. (1981): Ductile shear zones: a mechanism of rock deformation in the orthogneisses of the Maggia Nappe, Ticino, Switzerland. - PhD. thesis, ETH-Zurich.
- STEINER, L. (1968): Alkalisierung im Pfahlgebiet am Beispiel der Palitgesteine des Bayerischen Waldes.. - Diss., 150 S., München.
- STEINER, L. (1969): Kalifeldspatisierung in den Palitgesteinen des Pfahlgebietes. - Geol. Bavarica, 60: 163-169.
- STETTNER, G. (1971): Orogene Schollentektonik and granitoide Mobilisation im Westteil der Böhmisches Masse. - Geol. Rdsch., 60: 1465-1487.
- STETTNER, G. (1972): Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem. - Z. dt. Geol. Ges. 123: 291-326.
- STETTNER, G. (1979) Der Granzbereich Saxothuringikum-Moldanubische in Raum Tirschenreuth - Mährring Oberpfalz und die Situation des Uran-führenden Präkambriums. - Z. dt. Geol. Ges. 130: 561-574.

- TROLL, G. (1967): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald. Teil I: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil (mit Beiträgen von U. DOLLINGER; S. DÜRR; B. GRAU-ERT; F.K. LIST; J. MADEL; W. SCHREYER; G. TROLL und H. WINTER) - *Geologica Bavarica*, 58, 189 S.
- TROLL, G. & BAUBERGER, R.W. (1968): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursion im Bayerischen Wald. Teil II: Aufschlüsse im Westteil: Regensburger Wald - *Geologica Bavarica*, 59, 88 S.
- TULLIS, J. (1975): Preferred orientation of quartzites deformed in plain strain. - *EOS, Amer. Geoph. Union Trans.*, 56: s. 444, (T-27).
- TULLIS, J. (1977): Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. - *Tectonophysics*, 39: 87-102.
- TULLIS, J., CHRISTIE, J.M. & GRIGGS, D.T. (1973): Microstructures and preferred orientation of experimentally deformed quartzites. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 297-314.
- TULLIS, J., SHELTON, G.L. & YUND, R.A. (1979): Pressure dependence of rock strength: implications for hydrolytic weakening. - *Bull. Minér.*, 102: 110-114.
- TULLIS, J. & YUND, R.A. (1980): Hydrolytic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. - *J. Struct. Geol.*, 2: 439-451.
- TUTTLE, F.J. & N.L. BOWEN (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . - *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 74, 153 S.
- TWISS, R.J. (1977): Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer. - *Pageoph.*, 115: 227-244.
- ULLRICH, B. (1983): Petrologie von Myloniten im Moldanubikum des Bayerischen Waldes. - *Dipl. Arbeit, Univ. München.*
- VEJNAR, Z. (1971): Grundfragen des Moldanubikums und seine Stellung in der Böhmischen Masse. - *Geol. Rdsch.*, 6: 1455-1471.
- VERNON, R.H. (1979): Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses. - *Lithos*, 12: 143-152.
- VOLL, G. (1960): Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum / Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. - *Beih. Geol. Jb.*, 42: 382 S..
- VOLL, G. (1969): Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. - *Habil. Arbeit, T. Univ. Berlin.*
- VOLL, G. (1982): Bewegung von Korngrenzen in Gesteinen. - *Vortrag, DFG- "Gesteinskinetik-Sitzung" 24.4.1982-Tübingen.*
- WALLBRECHER, E. (1978): Ein Clusterverfahren zur richtungsstatistischen Analyse tektonischer Daten. - *Geol. Rdsch.*, 67: 840-875.

- WEERTMAN, J. (1968): Dislocation climb theory of steady-state creep. - Am. Soc. Metals. Trans., 61:681-634.
- WENK, H.R. & SHORE, I. (1975): Preferred orientation in experimentally deformed dolomite. - Contr. Min. Petrol., 50: 115-126.
- WHITE, S. (1973): Deformation lamellae in naturally deformed quartz. - Nature Phys. Sci., 245: 26-28.
- WHITE, S. (1976): The determination of deformation parameters from dislocation substructures in naturally deformed quartz. - In: VENABLES, J.A.: Developments in electron microscopy and analysis. - Academic Press, 537 S.
- WHITE, S. (1977): Geological significance of recovery and recrystallisation processes in quartz. - Tectonophysics, 39: 143-170.
- WHITE, S. (1979): Grain and sub-grain size variations across a mylonite zone. - Contrib. Mineral. Petrol. 70, 193-202.
- WHITE, S.H., BURROWS, S.E., CARRERAS, J., SHAW, D. & HUMPHREYS, F.J. (1980): On mylonites in ductile shear zones. - J. Struct. Geol., 2: 175-188.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. - Springer Verlag, New York: 348 S.
- WINKLER, H.G.F., BOESE, M. & MARCOPOULOS, Th. (1975): Low temperature granitic melts. - N.Jb. Miner. Mh., 245 - 268.
- WINKLER, H.G.F., DAS, B.K. & BREITBART, R. (1977): Further data of low-temperature melts existing on the quartz + plagioclase + liquid + vapour isobaric cotectic surface in the system $Qz+Ab+Or+An-H_2O$. - N. Jb. Miner., Mh., 241-247.
- WINTER, H. (1967): Chemische und optische Untersuchungen an moldanubischen Biotiten. - Diss. Univ. München.
- WOODCOCK, N.H. (1977): Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. - Geol. Soc. Am. Bull., 88: 1231-1236.

LEBENS LAUF

Personalien:

Name : Bedri CETIN
Geboren : 16. 9. 1949 in Polatli, Türkei
Eltern : A. Necati Cetin, Rentner und
Hatice Cetin, geb. Rüstem
Familienstand: verh., 2 Kinder

Schulbildung:

1956-1961 Volksschule in Izmir, Türkei
1961-1966 Mittelschule in Denizli, Türkei
1966-1970 Gymnasium mit staatlicher Lyzeumsprüfung
in Yalova-Istanbul, Türkei

Sprachliche Ausbildung:

Dez. 1970- Deutsche Sprachkurse bei der Inlingua
Aug. 1972 Sprachschule und bei dem Sprachen und
Dolmetscher-Institut, München
Okt. 1972- Studienkolleg bei den wissenschaftlichen
Feb. 1974 Hochschulen Münchens

Hochschulausbildung:

1974-1979 Ordentlicher Studierender an der Universität-
München, Fachrichtung Mineralogie

16.7.1979 Erwerbung des Akademischen Grades Diplom-
Mineraloge an der Universität-München

Wehrdienst: Dez. 1980- Febr. 1981 in Bodrum, Türkei

Berufsweg: Seit Okt. 1979 wissenschaftlicher Mitarbeiter
am Mineralogisch-Petrographischen Institut der
Universität-München

